

分类号_____

密级_____

UDC _____

编号_____

中国科学院研究生院

硕士学位论文

天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪-冰现代过程研究:

- a. 成冰带和雪层剖面特征;
- b. pH 值和电导率的季节变化与淋溶过程

李 向 应

指导教师 李忠勤 研究员 博导

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

申请学位级别 硕士学位 学科专业名称 自然地理学

论文提交日期 2005 年 5 月 论文答辩日期 2005 年 5 月

培养单位 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

学位授予单位 中国科学院研究生院

答辩委员会主席 _____

**The Present Environmental Processes of Snow-Ice on Glacier No.1
at the Urumqi River Head, Tianshan:**

- a. Ice Formation Zones and Stratigraphy Profiles;
- b. Seasonal Variations and Elution Processes of pH and Electrical Conductivity

Li Xiangying(Physical Geography)

Directed by **Prof. Li Zhongqin**

A Dissertation Submitted to
Graduate School of Chinese Academy of
Sciences, Chinese Academy of Sciences (CAS)
For the degree of
MASTER OF PHILOSOPHY

Cold and Arid Regions Environmental
and Engineering Research Institute (CAREERI)
Chinese Academy of Sciences (CAS)

May, 2006

摘 要

冰川成冰带和雪层剖面特征反映了冰川的基本特性,是冰川学研究的基本内容之一。天山乌鲁木齐河源 1 号冰川(以下简称 1 号冰川)的成冰带研究初始于上世纪 60 年代初,谢自楚等将 1 号冰川自下而上划分为 4 个成冰带。1988 年,王晓军等发现,由于气候变暖,冰川上部的冷渗浸—重结晶带消失,被渗浸带所取代。因而,在刘潮海等 1989 年的研究中,将 1 号冰川划分为 3 个成冰带。

上世纪 90 年代中期以来,气温升高给 1 号冰川带来有观测记录以来最深刻的变化,由此造成冰川成冰带和雪层剖面特征的变化是人们十分关注的问题。本文对近期 1 号冰川的成冰带进行了研究,重新对其进行了划分;而且通过大量雪坑剖面资料研究并论述了目前 1 号冰川雪层剖面的层位特征。研究发现,由于气候变暖,剖面特征和成冰带谱有由“冷”向“暖”的转化趋势。同时还发现,1 号冰川东支顶部发生了强烈的消融现象,该处已由渗浸带转化为具有消融带水热特征的局部消融区。

此外,通过对 1 号冰川气溶胶和雪冰样品(2002 年 12 月 27 日—2004 年 12 月 28 日)的 pH 值和电导率分析研究,发现气溶胶中 pH 值和电导率的季节变化趋势很不明显,两者差异很大,呈反相关关系($r=-0.258$)。pH 值分别在秋季和冬季呈现出较强和较弱的碱性,电导率分别在秋季和春季达到最大值和最小值。表层雪的 pH 值和电导率具有明显的季节变化趋势,与本区域的主导山谷风风向 NE 和 ENE 密切相关。在春季,由于尘暴发生频率的增加,表层雪的 pH 值呈现较强碱性,电导率达到最大值;在冬季,由于原生气溶胶向次生气溶胶的转化,pH 值呈现较弱碱性,电导率达到最小值。

在后沉积过程中(2003 年 10 月 4 日—2004 年 9 月 8 日),不同时期的雪坑中 pH 值和电导率呈现不同的季节变化特征和淋溶过程,而且它们在雪坑中的淋溶过程受温度的影响较大,受降水的影响较小。电导率的峰值 P1 进入粒雪冰的时间比与它相对应的大粒径(直径 $>10\mu\text{m}$)微粒浓度的峰值提前 40 天左右;在有的雪坑中,pH 值和电导率的峰值出现在污化层附近,与污化层的位置有较好的一致性,说明污化层对可溶性离子的淋溶作用可能有一定的影响。相关分析表明, Ca^{2+} 是影响表层雪中 pH 值和电导率变化的最主要离子。

关键词:1号冰川;成冰带;雪层剖面;pH值;电导率

ABSTRACT

Characteristics of ice formation zones on a glacier and stratigraphy profiles of snow pits that relate the basic features of a glacier are the basic objects of glaciology. The study of ice formation zones on the Glacier No.1 at the headwaters of Urumqi River, Tianshan Mountains began at the beginning of the 1960s, when Xie Zichu and Huang Maohuan and others divided the glacier into four ice formation zones. In 1988, Wang Xiaojun and others found that cold-percolation-recrystallization zone on the glacier disappeared and was replaced by percolation zone. Therefore, in 1989, Liu Chaohai and others divided the glacier into three ice formation zones. The glacier has changed a lot since 1990s, because of temperature increase, resulting in shift of ice formation zones and stratigraphy profiles of snow pits. This is a key issue that attracts more attention. In this paper new division of ice formation zones and physical properties of stratigraphy profiles is presented by study of a series of snow pits on the glacier. It is found that characteristics of stratigraphy profiles and ice formation zones on the glacier have a transformation trend from cold to warm. In addition, a strong ablation phenomenon has happened in the top of east branch, showing the percolation zone locally transform into ablation area.

In addition, analyses of pH and electrical conductivity (EC) in aerosol and snow-ice samples collected successively in a weekly basis during December 27, 2002 to December 28, 2004 on the east branch of Glacier No.1 is presented. The seasonal trends of pH and EC in aerosol are not obvious, and the differences of the seasonal trends between pH and EC are huge, the correlation coefficient of pH and EC in aerosol is -0.258. In general, pH shows more and less alkalinity in fall and winter respectively, EC reaches maximum and minimum in fall and spring respectively. However, pH and EC in surface snow show obvious seasonal variations, which are associated with the dominant NE and ENE valley winds in the study area. pH is more alkaline and EC reaches maximum in spring because of the Asian dust storm with primary aerosols contribution; in winter, pH is less alkaline and EC reaches minimum with the contribution of secondary aerosols. During the post-depositional

process(October 4, 2003-September 8, 2004), pH and EC in snow pits display diverse features and seasonal trends, and the elution processes of pH and EC are mainly controlled by air temperature. The date that the peak value P1 of electrical conductivity in snowpit merges into firn ice is about 40 days prior to that of large particles (Diameter>10 μ m) merging into firn ice. To some extent, peak values of pH and EC occur near dust layers in some snow pits, which imply that dust layers probably have an influence on soluble ions elution. Furthermore, we found that Ca²⁺ is the key ion determining pH and EC in the study area.

Key words: Glacier No.1; ice formation zones; strigraphy profiles; pH; electrical conductivity

目 录

中文摘要	I
英文摘要	III
第一章 引言	1
1.1 冰川与气候及其相互关系	1
1.2 冰川成冰带的研究回顾	2
1.3 雪冰化学的研究回顾	7
1.4 雪冰中 pH 值和电导率的研究回顾	9
1.5 本论文的研究目的和意义	13
第二章 研究区概况	15
2.1 天山地区概况	15
2.2 1号冰川及其周边地区的地理环境	16
2.3 1号冰川及其周边地区的气候环境	17
2.3.1 大气环流	17
2.3.2 大气降水	20
第三章 野外样品的采集和分析	22
3.1 取样规范	22
3.2 雪坑资料的获取	23
3.3 雪冰样品的采集与分析	24
第四章 成冰带和雪层剖面特征	26
4.1 雪层剖面的总体特征	26
4.2 不同成冰带内的雪层剖面特征	28
4.2.1 消融带	28
4.2.2 渗浸-冻结带	30
4.2.3 渗浸带	31
4.3 不同时期的成冰带和雪层剖面特征	34
第五章 pH值和电导率的季节变化与淋融过程	36
5.1 pH 值和电导率的季节变化	36
5.1.1 气溶胶	36

5.1.2 表层雪	38
5.2 pH 值和电导率的淋溶过程	40
5.3 影响 pH 值和电导率的因素	44
5.3.1 风速风向	44
5.3.2 主要离子	47
第六章 结论	50
参考文献	52
硕士期间发表学术论文	63
致谢	64
个人简历	65

第一章 引言

1.1 冰川与气候及其相互关系

冰冻圈是以低温固态水形式存在的地表水（冰川冰、湖冰、海冰）、积雪、冻土（地下水）所构成的特殊圈层(姚檀栋等, 2002)，与大气圈、水圈、岩石圈、生物圈一起构成地壳表层的五大圈层共同对气候作用，构成全球变化的复杂系统；冰冻圈的热力学特征（对太阳辐射的反射率高、热传导率低、热惯性大等）决定了它对全球气温变化的敏感性，它主要分布于高纬地区和中、低纬度的高原、高山区，使这些地区成为全球的“冷库”或冷源。同时，由于冰冻圈的空间位置介于大气—海洋、大气—陆地的界面以及因此产生的“界面效应”，使冰冻圈内的大气—海洋系统变为大气—冰雪—海洋系统、大气—陆地系统变为大气—冰雪—陆地系统，从而改变了原来的大气、海洋和陆地等各圈层之间的相互作用，进而对大气环流、海洋环流（包括深海环流）、海面与地面能量、水汽通量、天气过程（云、降水）和水循环等产生了一定的影响。作为世界大江、大河的源区，冰冻圈（如青藏高原和其它高山地带的陆地冰雪与冻土）对生物以及人类生存和发展的重要性不言而喻，它的变化直接影响海平面升降等，已经引起人们的广泛关注。因此，将冰冻圈从地球表层系统中独立划分出来进行研究具有重要的理论和实际意义。

冰冻圈也是古气候与古环境的重要信息库，是气候变化的灵敏指示器，对气候有重大的反馈作用(施雅风, 2000)。冰雪通过改变下垫面的反射率和热量平衡、进而影响大气环流，冰雪覆盖度的变化对预测全球气候变化具有重要意义。由于冰冻圈主要分布在高纬度和高海拔地区，而且对于气候变化极其敏感，常被视为气候变化的检测器和监测器。目前，对于与冰冻圈相关的地—气相互作用过程和机制还缺乏了解，因此，人类只有充分认识和理解气候系统内部各种复杂相互作用的过程、机制、演化及其与外部强迫之间的关系，才有可能正确预测未来气候变化。鉴于冰冻圈对气候变化的敏感性，应加强其现代变化的观测和过去演化历史的研究，并着重于冰冻圈（尤其是冰川、积雪、冻土和海冰）与大气、海洋之间的相互作用（影响和响应）过程的研究，以便建立气候变化的冰冻圈预警系统。同时，还要做好冰冻圈变化的环境影响评价研究以及陆地冰冻圈的水循环过程研

究(王宁练, 2001)。

冰川是寒冷地区多年降雪积累、经过变质作用形成、在重力作用下有一定运动的自然冰体;冰川以冰为主体,还包含一定数量的空气、液体物质、岩屑和人类活动所释放的微量物质。冰川主要分布在南、北极地区和中、低纬度的高山。按冰川的形态和运动特性可将它分为大陆冰盖和山岳冰川(山地冰川);其中山岳冰川(山地冰川)按其发育的水热条件和物理性质又可再分为大陆型(准极地型)冰川、亚大陆型(亚极地型)冰川和海洋型(温型)冰川,或者称为冷冰川、冷温复合冰川和温冰川。冰川是气候的产物,也是很好的气候指示器,冰川反过来又作用于气候,使得冰川与气候之间的关系较为密切。其中,冰川变化(面积、长度等)是降水和温度变化的替代信息,降水、气温及其组合是影响冰川发育的主要气候因子;降水决定冰川积累,气温决定冰川消融。因此,降水的多寡及其年内分配和年际变化影响冰川的补给和活动性,而气温的高低影响成冰作用和冰川融水;气温和降水共同决定冰川的性质、发育和演化。中国共发育冰川 46298 条、面积 59406 km^2 、冰储量 5590 km^3 ;其中总面积分别占全球冰川(冰盖)总面积(约 $1.63 \times 10^7 \text{ km}^2$)的 0.4%,世界山地冰川总面积($4.11 \times 10^5 \text{ km}^2$)的 14.5%和亚洲山地冰川总面积($1.25 \times 10^5 \text{ km}^2$)的 47.6%(中国冰川目录)。

1.2 冰川成冰带的研究回顾

从冰川的边缘到上部,气候条件随高度的变化决定了融化强度(融水量)和降水量(年雪层厚度)随高度的变化,因而可从边缘向顶部划分出一系列主要成冰过程有差异的区带,通常被称为成冰带(秦大河等, 2001)。成冰带的概念首先为苏联的舒姆斯基(1955)提出,之后欧美一些学者亦对成冰带进行了划分(表 1),并逐渐定型化(К О т Л Я К О В, 1984; Williams, 1991)。20 世纪 60 年代,冰川成冰带被引进中国(施雅风, 谢自楚, 1964),到 80 年代(谢自楚, 黄茂桓, 1988),参考舒姆斯基和车津(Ш у м с к и й 和 П ы к и н, 1962),本森(Benson, 1961)和牟勒(Muller, 1962)的区划,结合中国的实际情况,将中国冰川分为大陆型冰川和海洋型冰川两大类,并对各主要冰川作用区的成冰带谱进行了较为详细的划分(表 2)。此外,在对我国冰川成冰带谱研究的同时,谢自楚(1984)将其成功的应用于南极洲洛多姆冰帽,也标志了我国对成冰作用

研究的发展。

表 1 苏联及欧美一些学者对成冰带的划分

П. А. Шумский 1955	Benson 1959, 1961	Muller 1962	Williams and others 1991
干雪带或重结晶带	干雪相	干雪带	干雪相
雪-粒雪带或再冻结-重结晶带	渗浸相	渗浸带 A	渗浸相
冷粒雪带或冷渗浸-重结晶带			
暖粒雪带或暖渗浸-重结晶带	渍水相	渗浸带 B	雪浆带, 湿雪相
渗浸带或粒雪-冰带		雪浆带	
附加冰带或渗浸-冻结带	消融相	附加冰带	附加冰带
消融区		消融区	冰相

表 2 中国冰川成冰带谱的划分

大陆型冰川	干雪带		海洋型冰川
	冷渗浸带		
	渗浸带	暖渗浸带	
	附加冰带		
	消融带		

在《西藏冰川》和《中国冰川概论》中均指出, 海洋型冰川在消融带之上应为宽广的暖渗浸带(或称暖粒雪带、暖渗浸-重结晶带)(李吉均, 1986; 谢自楚, 黄茂桓, 1988), 附加冰带在大陆型冰川上广泛分布。Котляков (1984) 指出, 附加冰带通常在表面坡度较小, 运动速度缓慢, 年积累量小的大陆型冰川上更为发育。一般发育大陆型冰川的地区, 年降水量少、气候干燥, 冰川积累区不同的物质平衡年积累的雪层较薄; 到了夏季, 太阳辐射增强、气温升高, 可使较薄的雪层转化成附加冰, 特别是在接近平衡线处。发育在季风气候条件下的我国海洋型冰川同发育大陆型冰川的地区相比, 气候温和、年降水量大。如海螺沟

冰川，其粒雪盆内底部可能存在滑动，同大陆型冰川相比，运动速度快、年积累量较大，因冬季降雪少、气温低，雪层温度随之降低；到了夏季，较厚且温度较低雪层，因日复一日较强的融化-冻结作用也可使一年内所积累的较厚的雪层在夏末形成附加冰。Цыкин (1962) 指出，大陆型冰川和海洋型冰川的成冰带谱分布不可能完全相同，并将大陆型气候及海洋型气候条件下的冰川成冰带进行了划分（表 3）。同表 2 相比，表 3 更接近我国冰川成冰带分布的实际。可见，发育在季风气候条件的我国温冰川不同于欧洲的温冰川，成冰作用的不同便是其一（师爱平，1992）。

表 3 Цыкин 对成冰带谱的划分

湿雪带			
再冻结-重结晶带			
大陆型气候	冷渗浸带	暖渗浸带	海洋型气候
	渗浸带		
	附加冰带		
消融带			

冰川成冰带特征和雪层剖面特征反映了冰川的基本特性，是冰川学研究的基本内容之一。冰川的形成是通过不同的成冰过程将雪转变成冰而实现的，前人对此作了许多研究（姚檀栋，1998；КАЛЕСНИК et al, 1982）。1955 年，舒姆斯基根据成冰作用的不同划分出 7 种成冰带：重结晶带、再冻结—重结晶带、冷渗浸—重结晶带、暖渗浸—重结晶带、渗浸带、渗浸—冻结带和消融带。随后，Paterson (1987) 又将其归纳为 5 个成冰带，即：干雪带、渗浸带、湿雪带、附加冰带和消融区（图 1）。

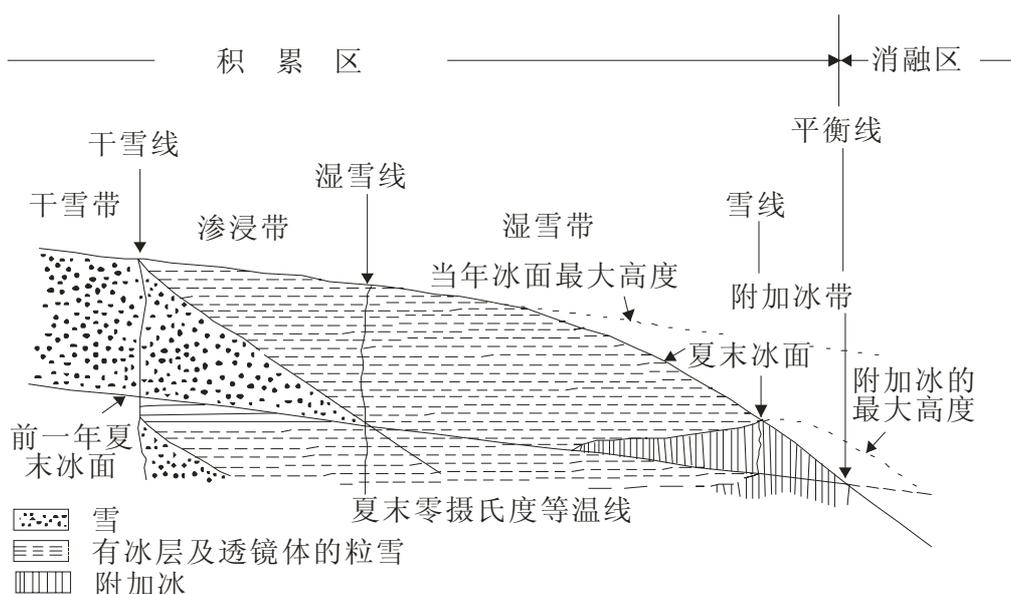


图1 积累区各成冰带. 根据 Benson(1961)和 Muller(1962a)的资料

(1) 干雪带：即使在夏季也不发生融化，此带与渗浸带之间的界限称为干雪线。(2) 渗浸带：发生一些表面融化，融水在未冻结之前能渗入温度低于 0°C 的雪层到一定温度；若遇到一相对不透水层，则融水可侧向延伸若干距离，再冻结时便形成冰层或冰透镜体，垂直的水道，当水源切断时，也再冻结而形成管状构造（冰腺）。随着夏季时间的推移，较深的雪层陆续升温到熔点，夏季产生的融水量一般随着高度的下降而增加；前一年夏末以来所堆积的雪在夏末全部升温至熔点的界限为湿雪线（渗浸带与湿雪带的界限）。(3) 湿雪带：前一年夏末以来所堆积的雪到夏末已全部升温到 0°C ，部分融水也能渗入前几年沉积的下面的雪层，尽管不一定有足够的量来使之升温到 0°C ；融水渗入这些雪层的现象也可能出现在渗浸带的下部，找出何处有融水渗入深雪层是很重要的。(4) 附加冰带：渗浸带和湿雪带的物质均由冰层、冰透镜体以及冰腺组成，相互之间有雪层、粒雪层及雪斑、粒雪斑隔开；但在高度较低处可产生大量的融水，使冰层与连续的冰块并为一体成为附加冰；湿雪带与附加冰带之间的界限称雪线（粒雪线、粒雪界限以及年雪线等）。雪线是消融期末冰川表面上粒雪与冰之间的界限，附加冰带的下界定在平衡线，平衡线以上，冰川全年均有物质的净收入，平衡线以下为净支出；有些附加冰发生在平衡线以下，但到夏末便消失。(5) 消融区：指零平

衡线以下的地区。只有干雪带分布在格陵兰与南极洲的内部地区以及阿拉斯加和育空地区最高山的峰顶附近, Benson (1961) 发现, 格陵兰的干雪带大致与年平均气温为 -25°C 或更低一些的地区相吻合; 但是 Langway (1967) 指出, 有许多个夏季、甚至在格陵兰的最高海拔处出现了少量融化, 因此在格陵兰和南极洲的部分地区均可以见到全序列的成冰带。关于极地冰盖和高山冰川的成冰带划分曾有许多学者给予评述 (如 Benson, 1962; Muller, 1962; Shumskiy, 1964; Paterson, 1994; 秦大河, 2001; 谢自楚, 黄茂桓, 1988)。

在我国, 有关成冰带的研究前人已经做了很多工作, 主要集中在祁连山 (谢自楚, 1984)、天山 (刘潮海, 1996)、阿尔泰山、西昆仑山、喜马拉雅山、藏东南地区和横断山区等的冰川上 (谢自楚, 1975, 1982; 施雅风, 1988)。其中对 1 号冰川成冰带的研究是开展最早且最为详细的冰川成冰带研究之一。初始于 1965 年, 谢自楚等根据雪-粒雪层的构造特征将 1 号冰川自下而上划分为 4 个成冰带: (1) 消融带: 在雪线 (年积消平衡线) 以下, 物质平衡为负, 没有多年积雪, 能形成季节性附加冰, 但不能长期保存。(2) 渗浸-冻结带: 未融粒雪的空隙在成冰过程中全部或绝大部分被融水充填、冻结后形成附加冰。因自冰川内输出冷量速度不够大, 部分融水未能冻结而流失。粒雪在这一带未能长期保存, 夏末露出附加冰冰面, 成冰作用完全为融水的渗浸和冻结控制。渗浸-冻结带范围不大, 在 1962 年呈斑状分布而未能连续成带, 这是由于雪线上升而引起的; 1962 年雪线部分伸入多年粒雪线 (即粒雪与冰的交界线) 上面。粒雪盆最上部的山顶上, 地势比较平坦, 接受太阳辐射能较多, 加之风大、积雪较薄, 具有渗浸-冻结带的水热特征。(3) 渗浸带: 这一带能长期存在粒雪, 但其厚度不大, 粒雪层内含有许多渗浸冰片和冰透镜体。该带范围内夏季温度为 0°C , 冬季为负温; 夏季融水未能全部冻结在本带内, 在密实的冰层上面形成径流而部分流失, 年物质纯积累量少于物质纯收入量。此带的雪-粒雪层厚 1—5m, 成冰历时 3—5 年, 所进行的成冰作用是完全属于暖型的。(4) 冷渗浸-重结晶带: 雪-粒雪层较厚, 温度较低; 夏季的融化较弱, 融水数量未能填满所有粒雪孔隙, 没有径流产生, 即物质的纯积累量等于物质的纯收入量。粒雪层内的渗浸冰片和冰透镜体也较少。此带所占的面积很大, 成为主要的补给带; 雪-粒雪层的构造特征是: 夏季积累层很厚, 其储水量占全年层的 40%, 春季形成的渗浸冰片能长期保存; 在新年层中, 季节积累层的层理比较清楚。此带的成冰作用除暖型成冰作用外还

有冷型成冰作用，即重结晶作用，所形成的冰除渗浸冰外还有渗浸—重结晶冰。此带位于粒雪盆厚壁，坡向朝北，坡度平均 $30^{\circ} - 35^{\circ}$ ，日照条件十分差，可与极地相比。在该带上面坡度平缓，日照强的地方，又出现渗浸—冻结带；可见，特定的地形条件对该处出现冷渗浸—重结晶带有重要作用（谢自楚等，1965）。

1988年，王晓军等通过对冷渗浸带雪层剖面特征的研究发现，由于气候变暖，冰川上部的冷渗浸—重结晶带消失，被渗浸带所取代（王晓军，1988）。因而在1989年，刘潮海等根据冰雪积累量随高度变化的特征将1号冰川自下而上重新划分为3个成冰带：（1）消融带：在冰川开始消融后，季节降雪在冰川上保留的时间不长，随着气温的回升而消融，物质亏损主要表现在冰川冰的消融上。依据有无附加冰的形成再分为：a. 消融下带：夏末在冰面上没有附加冰保留，其上界高度东、西支分别为3880m和3980m；b. 消融上带：夏末在消融下带的上限和零平衡线之间形成了附加冰带，其垂直高度东、西支分别为50m和60m，厚度分别为14cm和23cm。2）渗浸—冻结带（附加冰带）：东、西支的垂直高度分别为150m（海拔3925—4075m）和94m（海拔4036—4130m），东支明显大于西支。在接近东、西支源头区（东、西支分别在4200m和4450m以上）由于风的吹蚀作用，季节雪层厚度减小，加上强烈的太阳辐射作用，冰川消融非常强烈，在渗浸成冰作用带的上部又形成了渗浸—冻结成冰作用带。3）渗浸带：在补给区下部渗浸—冻结带的上界到山顶渗浸—冻结带下界之间，形成了渗浸成冰作用带，东、西支的垂直高度分别为125m和320m，是1号冰川主要的成冰作用带，此带中雪层结构的主要特征是在各种变质程度的粒雪中夹有渗浸冰片或冰透镜体（刘潮海，1989）。

自上世纪90年代中期以来，乌鲁木齐河源区气温升高给1号冰川带来有观测记录以来最深刻的变化（李忠勤，2003）。1958—2003年的45年间，1号冰川的年物质平衡量平均为 -222.0 mm （约 $-40.8 \times 10^4\text{ m}^3$ ），累积物质平衡量达到 -9991.5 mm ，亦即这期间冰川减薄了11m多，累积亏损量达 $1.838 \times 10^4\text{ m}^3$ 。1号冰川面积在1962—2004年的42年间减少 0.242 km^2 ，为12.4%，并呈加速减小趋势。1962年至今，1号冰川东支末端共退缩175.2m，西支共退缩197.6m，冰川表面运动速度减缓。1986年以来，冰川年均径流深较之以前翻了近一番。在这种情形下，1号冰川的成冰带和雪层剖面特征发生了怎样的变化是众所关心的问题。本文根据近期取得的1号冰川东、西支共32个雪坑的雪层剖面资料，

并结合近年来天山冰川观测试验站的观测资料对近期 1 号冰川的成冰带和雪层剖面特征进行了专门研究。

1.3 雪冰化学的研究回顾

雪、冰川和冰盖是大气各种物质产生和迁移的储存库,如各种气体、气溶胶、火山尘埃、酸性物质、放射性物质、稳定同位素、工业性化学物质、农药等。冰川是地球发展演化过程中气候环境的记录者,是气候环境变化的指示器,是全球气候环境变化重要的信息源,对研究全球和区域性气候环境状况与变迁意义重大(秦大河,1997;李天杰等,1997,1999)。通过雪冰化学研究揭示大气环境的某些特征是冰雪与全球变化研究的重要内容之一(张明军,2003)。我国雪冰化学的研究始于 20 世纪 70 年代末(章申,1979;王鼎新等,1980;王平等,1980,1983,1985;田伟之等,1980;陆宗鹏,1980),80 年代在高亚洲的不同区域获得了一批雪冰化学的资料(Wake et al.,1987,1989;Mayewski et al.,1981,1984,1986;Lyons et al.,1983;Niewodniewski et al.,1981;Watanabe et al.,1984)。Wake et al.(1990)对此间高亚洲雪冰中主要离子浓度分析总结认为,中亚地区大部分雪冰中 Na^+/Cl^- 值接近平均海水值,表明二者主要来源于海洋,同时喜马拉雅山雪冰中 Na^+ 和 Cl^- 浓度比喀喇昆仑山高出约 3—20 倍,说明喜马拉雅山地区受海洋性季风降水的影响较大,而喜马拉雅山西段 Khelkhod 冰川中 Na^+ 的高浓度值则反映了局地陆源的输入; NO_3^- 浓度在喜马拉雅山北坡雪冰中远高于南坡,说明北坡受中亚干旱区陆源物质输入的影响较大。90 年代在高亚洲的北部、中部和南部展开了大量的雪冰化学研究。古里雅冰帽的研究表明,雪冰中的主要离子(Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- 和 SO_4^{2-}) 在亚洲高粉尘季节的年代为低粉尘季节的 4—8 倍,而雪冰中 76% 的 SO_4^{2-} 和 66% 的 NO_3^- 可归结为大量的季节粉尘输入,古里雅冰帽雪冰中的主要离子浓度远高于全球其它偏远地区(李忠勤等,1995;姚檀栋等,1996)。李月芳等(1997)也证实陆源物质的输入是影响古里雅冰帽雪冰中主要离子浓度的关键因素。姚檀栋等(1993)对高亚洲雪冰化学的地域分布研究表明, Na^+ 浓度有从青藏高原中部向南缘增加的趋势,而 K^+ , Mg^{2+} 和 Cl^- 浓度有从高原中心向北部和南部增加的趋势; Ca^{2+} 浓度的空间分布明显呈自北部和中心的大陆性冰川向南缘的海洋性冰川减少的趋势,Wake et al. 的

研究(1992, 1993, 1994)也得出类似的结果,同时还指出天山乌鲁木齐河源1号冰川雪冰中 SO_4^{2-} 浓度的峰值反映了局地人类活动污染物的影响。

综上所述,青藏高原地区雪冰化学特征具有自身的特性,主要表现在三个方面:1)雪冰化学成份的源区包括远距离的海洋源区和高亚洲本身的干旱半干旱源区,距离源区的远近决定了雪冰中不同来源化学成份浓度的高低。2)高亚洲地区雪冰化学成份在夏季主要通过印度洋西南季风从源区传输到冰川区,为海洋来源物质的传输方式;而冬、春季通过主要西风急流或局地风场传输,为干旱半干旱区尘埃物质的传输方式。3)在毗邻人类工农业生产活动频繁的地区(如天山地区),雪冰中已发现人类活动的污染物。总之,青藏高原地区雪冰化学成份既受到大范围的气候变化和大气环境的影响,又受到区域气候环境的影响;因此雪冰化学成份既呈现出大尺度变化的规律,也反映了区域性陆源物质对雪冰内化学成份的影响。

1.4 雪冰中 pH 值和电导率的研究回顾

电导率(EC)是电阻率的倒数,是距离为1cm、截面积为 1cm^2 的两电极之间溶液的电导,国际单位制为 mS/m ($1\text{mS/m}=10\mu\text{S/cm}$)。水体的电导率与其所含无机酸、碱性矿物盐的含量有一定关系;当它们的浓度较低时,电导率随浓度的增大而增加,因此该指标常用于推测水中离子的总浓度或总含盐量。pH值是氢离子浓度的负对数,是表示水体酸碱度的一种方法。冰的直流导电特性取决于 H^+ 的浓度,表现在冰芯ECM(electrical conductivity measurement)电流信号与 H^+ 浓度之间一一对应的指数相关关系,可用统计公式 $I=A+B*(\text{H}^+)^c$ 来表示(Hammer, 1980; Moore et al., 1992, 1994),这正是由冰的直流导电特性来指示酸度的ECM方法的检测原理(孙波, 1998)。雪冰中EC的变化反映了雪冰中化学杂质的浓度变化(Moore et al., 1992),冰芯中不同离子的浓度与EC的相关关系可以揭示控制EC的主导因子(Delmas et al., 1982),反过来,大气环境状况又影响着雪冰中EC的特征。雪冰电导率和pH值是不同区域不同时期雪冰化学特征的综合反映。

1983年, Hammer首次采用固体直流电导法(ECM)、根据剖面中 H^+ 峰值并配合冰内杂质记录恢复格陵兰Grete冰芯中 H^+ 浓度剖面以及冰芯内记录的火山事件

序列。由于电导率测量在冰芯测试中以其连续性和快速见长,已在极地冰芯内对火山酸层检测等方面得到成功运用(Moore J C et al., 1992, 1994)。然而, Wilhelms 等(1998)认为使用 ECM 测定固体电导率时需要剖光,破坏了冰芯,同时认为 ECM 仅仅是 H^+ 浓度的指示器,对其它化学成份没有响应。ECM 对极地冰芯内易于显现的酸性杂质而言是便捷的测试方法,但对居于大陆腹地、尤其是以陆源碱性尘埃为主要杂质的冰川冰,ECM 方法的使用受到限制。因此,测定电介质的方法(dielectric profiling, 缩写为 DEP)应运而生。DEP 法在不破坏冰芯的前提下,可同时测定冰芯的电导率和电容率,从而可估算冰芯中的酸度、盐度和氨的浓度(Moore et al., 1987, 1992, 1993; Wilhelms et al., 1998)。雪冰液态电导则是对其中离子总浓度的反映,因而具有明显的大气环境指示意义。Taylor et al (1993)通过 Greenland 冰芯样品的电导率分析定年,认为在 Younger Dryas 时期的开始标志是持续 5 年不断增加的粉尘输入通量。电导率参量运用到深冰芯研究中,可反映历史时期大气粉尘载荷的变化,对反演沙漠演化、大气环流有重要意义。

冰芯记录中的电导率的峰值通常与火山喷发事件相连,这种关联有助于冰芯定年。Diedrich Fritzsche et al (2001)对 Akademii Nauk 冰盖钻取的深孔冰芯进行电导率分析,将其显著峰值的层位定义为火山事件,认为火山灰通过对流层和平流层的传输,在干、湿沉降作用下保存在冰芯中。同时,浅冰芯中的电导率也作为一项电磁物理指标, Eisen et al (2005)用冰芯电导率值作为初始的参数输入,利用无线电回波技术进行雪冰中层位的物质来源分析,提高了精确性。雪冰电导率是寒区大气环境和气候波动的替代性“指示器”(效存德, 1999, 2001)。青藏高原雪冰电导率与雪冰体的酸碱度及雪冰内各类杂质成份的关系明显不同于极地冰盖。青藏高原雪冰电导率依赖于地壳来源的碱性矿物盐类杂质(如 Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} 等),与雪冰酸度(即 H^+)呈反相关关系;极地冰盖雪冰电导率依赖于海洋来源的酸根离子(如 Cl^- , SO_4^{2-} 等),因而与雪冰酸度呈正相关关系。已有诸多关于南极冰盖和格陵兰冰盖雪冰电导率的报道揭示出其与雪冰酸度具有良好的相关性(Legrand et al., 1987; Delmas, 1986; Moore and Wolff, 1994),并据此恢复了历史时期的火山喷发事件。南极冰芯中电导率与 H^+ 浓度之间存在着良好的线性正相关关系,并且 H^+ 与 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Cl^- 浓度之间均存在很好的线性正相关(Legrand et al., 1987),而硅铝酸盐(主要以地壳来源为主)

与电导率之间呈反相关关系,主要说明了海盐酸性离子在雪冰化学性质中占据主导地位,也就是说南极冰盖物质的最根本来源是海洋。在三种阴离子中, Cl^- 和 NO_3^- 对电导率的贡献较 SO_4^{2-} 更加有效。显微观测显示,雪冰内杂质倾向于在冰晶间界面聚集。这些离子一方面决定了雪冰体的pH值,同时当它们在水溶液中离解为带电离子时,又决定了导电能力的强弱,可用电导率指示(效存德,1999)。极地雪冰化学中离子浓度与pH值之间的关系说明,这些大量富存的酸性杂质可导致冰晶界面上的pH值下降。效存德(1999)通过对北极中心地带、青藏高原南、北部地区现代雪冰的实测电导率的分析,以及与前人在南极、格陵兰冰盖的实测结果比较,探讨雪冰电导率所揭示的寒区现代大气环境的异同性。格陵兰GRIP冰芯研究初步认定电导率峰值主要与三种因子相关:酸度、 NH_4^+ 和 Cl^- ,其中影响电导率的主要因子是酸度,关于其他酸根离子各自的作用仍有待进一步研究。在北极地区,雪冰电导率还很好反映了大气环境的地域分异。ECM与 H^+ 的相关性在格陵兰冰盖、加拿大北极大陆雪冰以及南极地区表现一致,反映出海洋环境的主导影响作用。简言之,极地雪冰电导反映了酸根离子对雪冰化学的主导作用。除火山爆发事件的作用外,海洋是南极和格陵兰冰盖酸根离子的主要来源,因而决定了极地冰盖雪冰的化学性质(Moore and Wolff, 1994; Wolff E W, 1995)。

雪冰液态电导已被广泛用于青藏高原冰川径流中化学物质源区的示踪指标(Fenn, 1987)和冰内杂质的源区判断,还提供了可溶性杂质源区和传输路径的信息(Hammer, 1981),并可能反映某一类离子的变化(Collins, 1981)。效存德(2001)在冰芯研究中首次引入碱度(OH)的概念,使用EC参量,讨论EC、碱度与碱性盐类的关系,这对研究深居亚洲腹地的青藏高原具有特殊气候环境指示意义。通过分析古里雅冰帽从边缘至顶部断面的EC变化,从而指示矿物尘埃载荷在大气不同高度层的变化。由于低海拔地区陆地表面松散堆积是矿物尘埃的源区,在适宜的气候系统支配下,发生扬尘天气导致固态气溶胶粒子在对流层大气柱内随海拔呈现递减的分布态势。同时指出,在当代气候条件下,冰川上空粉尘以冰川周围裸岩为主要来源,而非高原外围沙漠、黄土来源,粉尘以近源为主,远源次之。张小曳等人(1996)研究表明,约25%的青藏高原大气尘埃源于远源西风粉尘,70%为近源陆地尘埃。侯书贵等(2001)对青藏高原唐古拉冬克玛底冰川493m冰芯样品测试分析表明,ECM和 H^+ 呈反指数相关。李月芳等(1995)

在青藏高原西北部的西昆仑古里雅冰帽浅冰芯分析中也建立了同样的相关关系。侯书贵等(1997)认为在青藏高原南、北部均与极地冰盖相反,酸度并不是雪冰电导率的主控制因子。古里雅冰芯记录表明(李月芳,1995,1997),大气粉尘的中、长期变化可能取决于气候参量的组合特征:“冷-干”气候阶段粉尘量上升,EC和OH值高;“暖-湿”阶段粉尘量下降,EC和OH值低。

EC信号存在季节变化特征最早是由Hammer(1980)等提出的,通过对格陵兰Crete冰芯和南极Byrd冰芯EC信号研究表明,EC信号存在着明显的季节变化,并与冰芯 δO^{18} 的变化具有一致性:夏季高 δO^{18} 值对应高的EC值;冬季低 δO^{18} 值对应低的EC值(Hammer et al., 1980; Hammer et al., 1985)。冰芯EC信号的季节变化反映出冰芯酸度也存在着季节变化特征的事实。源于冰芯年代学对高分辨率、高可靠性要求的不断提高,基于冰芯EC信号清晰的季节变化特征以及高分辨率的检测结果,决定了EC监测方法一经出现就倍受重视,现在EC已成为冰芯定年中与目测层位剖面、 δO^{18} 、微粒含量剖面并举的四大经典技术方法之一(Grip members, 1993; Alley et al., 1993; Meese et al., 1994)。

冰川内部含有丰富的古大气化学信息(Herron, 1982; Wolff et al., 1985),在恢复其记录的过程中,冰芯记录以其分辨率高、保真度强、气候环境信息丰富和时间序列长等独特优点占据了非常重要的地位(Langway et al., 1985; Oescheger et al., 1985; Barnola et al., 1987; 顾娟等, 2005)。格陵兰和南极冰盖钻取的冰芯包含有成百上千年以前的大气化学信息,这为重建和恢复古大气化学记录提供了手段(Angelis et al., 1987; Jouzel et al., 1990; Mayewski et al., 1993, 1994, 1996; Kimitaka Kawamura et al., 1996; Millar et al., 1982)。极地冰芯pH值和电导率的研究满足了重建古大气化学记录的要求(Taylor et al., 1993; Wolff et al., 1995; Hammer et al., 1980; Barrie et al., 1985; Ludwig Hempel et al., 2000)。Wolff等(1995)和效存德等(1999)对南极、北极和青藏高原雪冰内的电导以及大气化学载荷的相关关系做了比较细致的工作。研究指出,格陵兰冰芯中的电导记录是大气酸度背景值的反映,由暖期(冰呈酸性)向冷期(冰呈碱性)有着明显的变化;冰芯中的酸度主要受有中和能力的碱性粉尘数量的控制。然而,青藏高原雪冰电导率主要依赖于地壳来源的碱性矿物盐类杂质(如 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 等),与雪冰酸度(即 H^+)呈反相关;极地冰盖雪冰电导率依赖于海洋性来源的酸根离子(如 Cl^- 、 SO_4^{2-} 等),与雪冰酸度成正相关。但

在北极地区,雪冰电导率与各离子的关系存在着复杂的地域分异。姚檀栋等(1993)和盛文坤等(1995, 1996)对青藏高原雪冰内的 pH 值和电导率也开展了诸多研究工作。指出,青藏高原冰雪化学性质多呈碱性,冰雪的比电导与 pH 值呈正相关关系,与 H⁺浓度呈负相关关系,使比电导增大的因素是碱性尘埃中的可溶盐。古里雅冰芯 pH 值呈碱性的变化主要受 CO₂ 气体及尘埃中可溶性碳酸盐的控制。若冰芯中电导率与 pH 值呈平行变化趋势,说明相应时期的气候环境相对稳定、风暴较小;若电导率和 pH 值呈相反变化趋势,说明气候环境不稳定、风暴强烈。此外,降水多、气候环境相对较湿润,冰芯中的 pH 值较低,电导率也较低;降水少、气候环境相对较干旱,冰芯中的 pH 值较高,电导率也较高。侯书贵等(1999)和李心清等(2003)对天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪冰中的 pH 值和电导率也进行了研究,认为在消融率较大和融水渗浸作用较强的内陆地区,pH 值和电导率记录可以合理的反演沉积时的大气环境状况;并且指出 1 号冰川冰芯的 pH 值较自然降水的要高,且较世界其它偏远地区的也高是由于矿物性粉尘的强力输入,尤其是碳酸盐。然而,在山地冰川中依据 pH 值和电导率进行雪-冰现代过程的研究还很少,这主要是由于长期观测和连续取样条件的限制。鉴于此,本文依托中国科学院天山冰川观测试验站和乌鲁木齐市大西沟气象站对天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪坑中 pH 值和电导率在后沉积过程中的季节变化和消融过程进行了详细研究,并结合大西沟气象站的气象资料(气温、降水、风速风向、相对湿度、大气压等)对影响 pH 值和电导率的因素进行了具体分析。

1.5 本论文的研究目的和意义

冰川自它的源头到末端,可能穿越数千米的高度,其水热条件存在相当大的差别。在不同的高度上,冰川表层的雪层剖面特征和成冰作用也不同,即成冰作用具有高度带特征,可以区别为若干成冰带。因此冰川成冰带和雪层剖面特征反映了冰川的基本特性,是冰川学研究的基本内容之一。自上世纪 90 年代中期以来,天山乌鲁木齐河源区气温升高给 1 号冰川带来有观测记录以来最深刻的变化,同时造成冰川成冰带和雪层剖面特征相应发生变化。冰川作为气候变化最为敏感的指示器,乌鲁木齐河源区 1 号冰川的成冰带和雪层剖面特征相对于 20 世

纪 60 年代和 80 年代发生了怎样的变化是众所关心的问题, 为此对 1 号冰川的成冰带和雪层剖面特征重新进行研究具有重要的意义。此外, 冰川内部包含有丰富的古大气化学信息, 在恢复其记录的过程中, 冰芯记录以其分辨率高、保真度强、气候环境信息丰富、时间序列长等独特优点占据了非常重要的地位。格陵兰和南极冰盖钻取的冰芯包含有成百上千年以前的大气化学信息, 为重建和恢复古大气化学记录提供了手段。雪冰电导率反映了雪冰化学杂质浓度的变化, 冰芯中的不同离子与电导率呈何种关系可以印证控制电导率的主导因子, 反过来, 雪冰电导率又反映了雪冰化学特征, 因而归根结底指示了大气环境状况, 因而在恢复古大气环境的过程中对雪冰的 pH 值和电导率进行研究具有重要意义。

2002 年 7 月起中国科学院天山冰川观测试验站开展了雪冰物理、雪-冰现代过程等研究, 简称为 PGPI (the Program for Glacier Processes Investigation)。采集了气溶胶、表层雪、雪坑样品, 所有样品均在冷冻状态下运至天山冰川观测试验站实验室进行分析。野外观测包括雪层剖面的观测、密实成冰过程观测、融水试验以及雪层密度和温度的测量等。对大部分样品的主要阴、阳离子和不溶微粒进行了分析, 对部分样品进行了稳定氧同位素比率($\delta^{18}\text{O}$)、重金属、炭黑 (OC 和 BC) 的分析, 还有一部分样品在冷冻状态下完整保存以备后用 (Li Zhongqin, 2006)。到目前为止, PGPI 已取得一系列的研究成果, 详见参考文献 [28], [30], [60], [102], [103], [109], [128], [156], [162], [163] 等。本文作为 PGPI 的一部分, 主要对 1 号冰川的成冰带, 雪层剖面特征以及雪坑中 pH 值和电导率的季节变化与淋溶过程进行了研究; 并结合大西沟气象站的气象资料 (气温、降水、风速风向、相对湿度、大气压等) 对影响 pH 值和电导率的因素进行了具体分析。通过此项研究, 可以更深刻地了解和认识 pH 值和电导率在气-雪-冰中的转化机制以及在后沉积过程中的淋溶规律, 这为解决大气粉尘及各种化学离子记录是如何保存在冰芯中的研究问题很有帮助, 这些问题的解决对通过冰芯研究来反演古大气环境记录的精确性和准确率提高意义重大。

第二章 研究区概况

2.1 天山地区概况

天山山系是亚洲中部最大的山系，西起乌兹别克斯坦的克孜尔库姆沙漠以东，经哈萨克斯坦和吉尔吉斯斯坦进入我国新疆境内，渐失于哈密市以东的戈壁中。东西长度超过 2500km，惟帕米尔以北的天山山体最宽，可达 800km 以上（柏美祥等，1995）。天山山脊线的平均海拔为 4000m 左右，最高的托木尔峰可达 7435.3m。人们习惯将中国新疆境内的天山称为东天山，将中亚地区的天山称为西天山。天山山系是一个完整的自然地理体系，从它的演变历史、现代自然资源、生态系统和环境以及它与人类生产生活的关系看，具有十分有规律的地域性变化过程，因此从总体上对其进行国际性的联合研究具有重要意义。我国境内的天山（东天山）横亘新疆维吾尔自治区全境，西起中国与吉尔吉斯斯坦边界，东至哈密市以东的星星峡戈壁，东西绵延 1700km，占天山山系总长度的 2/3 以上。山势雄伟壮观，山地的平均海拔高度 4000m，将新疆分成南北两半，高出北面的准噶尔盆地约 3000m，南面的塔里木盆地 3500m。天山山地有许多座 6000m 以上的山峰，最高峰托木尔峰分布在我国新疆境内的温宿县。我国天山的范围与中亚天山一样，有着不同的圈定。地质界从地质构造的角度，把我国天山山地主体与前山带划归不同的构造单元（胡冰等，1964；新疆地质局，1978）。但是，我们将现代天山看作为荒漠地面上的一个山地自然地理综合体，包括山地，山间盆地以及山前倾斜平原。

天山山体是由 20 多条山脉间夹着的许多菱形山间盆地、谷地组成，地处西风气候带。由于巨大的高度、有利的地理位置以及独特的山地走势，山区降水量丰富、冰川发育，成为准噶尔盆地与塔里木盆地北缘众多河流、湖泊的发源地。据不完全的水文统计，中国天山山地年径流量为 $474 \times 10^8 \text{m}^3$ ，约占新疆年径流总量的 54%。天山山体由山地、山间盆地和谷地以及山前平原组成，面积约 $5.7 \times 10^5 \text{km}^2$ ，占新疆面积（ $1.65 \times 10^6 \text{km}^2$ ）的 34.5% 以上。山地有丰富矿藏，独特的自然景观。为此，研究和认识天山，进而做到利用和保护天山自然环境和自然资源，具有重要的现实意义和科学价值。长期以来，天山成为国内外科学界瞩目的山地

(胡汝骥, 2004)。

2.2 1 号冰川及其周边地区的地理环境

乌鲁木齐河源区的 1 号冰川位于北纬 $43^{\circ} 06'$ ，东径 $86^{\circ} 49'$ 。其所在的东天山地处中国新疆。该地区位于北半球中纬度欧亚大陆中部，青藏高原北侧，四周高山环绕，天山横跨新疆中部，形成了著名的两大盆地：北疆的准格尔盆地和南疆的塔里木盆地。盆地内除极少数绿洲外，绝大部分是沙漠。这些地理环境特点对天山和新疆地区的气候起着决定性的作用。

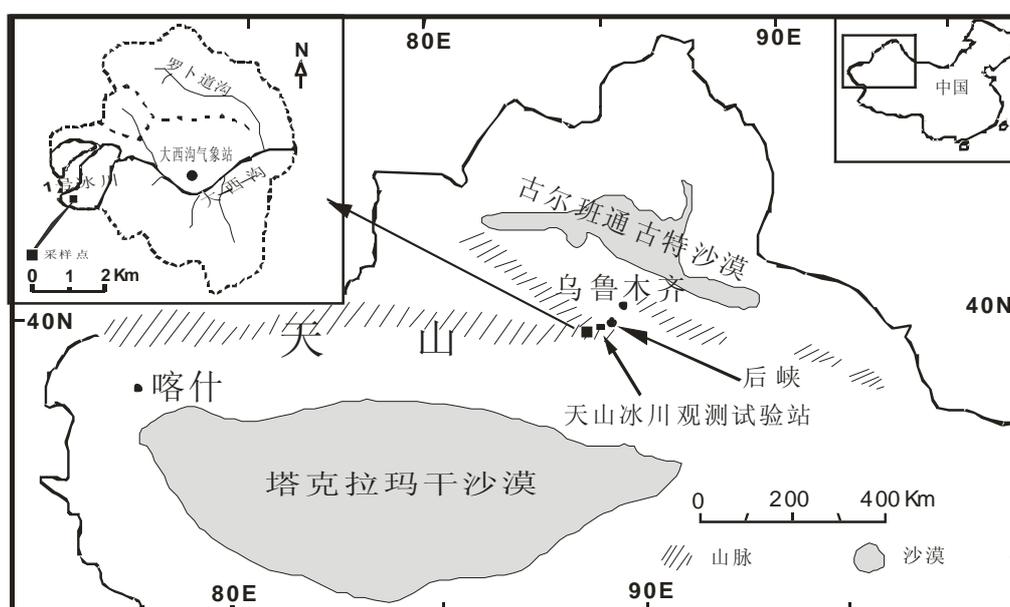


图 2 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川地区所处的周边地理环境及采样点位置示意图

1 号冰川所处的东天山地区四周几乎都被沙漠和戈壁包围 (图 2): 东面有蒙古的沙漠和戈壁高原; 南面是塔克拉玛干沙漠; 西面有萨雷-伊施科特劳等中亚地区的沙漠; 北面是古尔班通古特沙漠, 位于准格尔盆地。整体上是, 地处荒漠环境, 植被覆盖面积积极小。但在天山山区的一定海拔高度带具有不同程度的植被覆盖率 (安黎哲等, 1999)。以乌鲁木齐河谷地带为例, 海拔 3600m 以上的高山为寒冻砾漠, 日平均气温在 0°C 以下, 大部分为积雪和冰川覆盖; 2600-3600m 为

亚高山区，暖季短促，植被为高山荒原及垫状植被，融冻风化强烈；1600–2600m 为中山带，生长有稠密的云杉林；1600m 以下的低山丘陵为荒漠草原，用作春、秋牧场。整个河谷流域的植被覆盖面积与裸露地表相比，大致占到一半左右。

大面积的沙漠和戈壁环境、极低的植被覆盖率以及复杂的低层大气环流为 1 号冰川及其周边地区沙尘暴的产生提供了有利条件，从而使沙尘暴成为该地区的一大环境特点之一（李江风，1991）。新疆地区的低层大气环流以及河西走廊和新疆东部地区特有的“东灌天气”为沙尘暴所扬起的尘埃物质向周边大气环境的扩散提供了条件。1 号冰川所处的周边地理环境很大程度上限制了该地区的人类活动。工业生产主要集中于规模较大的城市中。而冰川周围百公里尺度范围内规模较大的城市非常有限。乌鲁木齐市位于 1 号冰川东北方向直线距离约 105km 处。沿乌鲁木齐河河谷而下约 50km 的后峡镇自 1958 年以来先后建有钢铁厂和水泥厂等。这些近距离城镇的工业生产和居民生活所排放的大气污染物在适宜的条件下可被地方性的环流系统和山谷风携带到 1 号冰川。

2.3 1 号冰川及其周边地区的气候环境

2.3.1 大气环流特征

天山地处欧亚大陆腹地，高空受北半球西风带控制。大致在 4000m 以下，由于受青藏高原和帕米尔高原的影响，西风气流在接近高原时会被高原分为南、北两支气流，而影响天山地区的主要是北支气流。以 1500m 高度平均流场为例，一月份北支气流从高原西部流向东北，其南缘从天山上空经过，该气流受地形的影响，在天山南、北形成两支反气旋性的环流系统。这两支气流是控制天山及其南北地区冬季天气气候过程的主要环流系统，是形成天山两侧地区冬季偏北风、东北风和干冷气候的主因（图 3）；春季和冬季相比，天山南、北的两支反气旋仍然存在，但从北疆东部东南下的一支气流在天山尾闾处转向东南进入罗布泊地区形成反气旋环流，与沿天山南麓东进的另一支气流相遇，而后转向东南。该气流在南疆西南部地区与翻越帕米尔高原沿昆仑山北麓东进的气流相遇，常造成春季

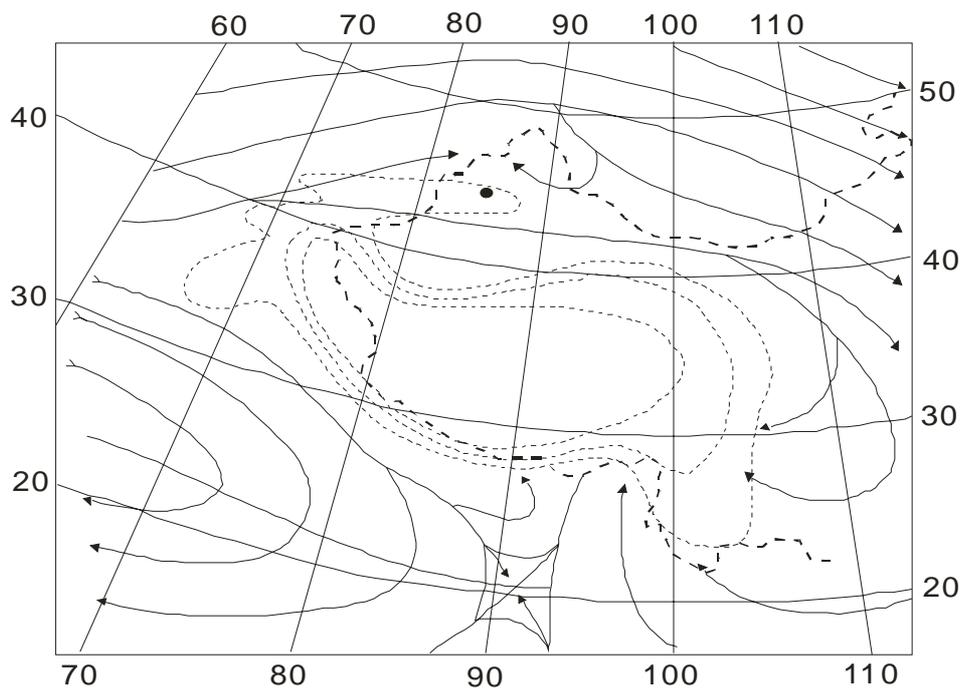


图3 1960-1969年冬季1500m高度的平均流场。图中黑圆点表示1号冰川位置

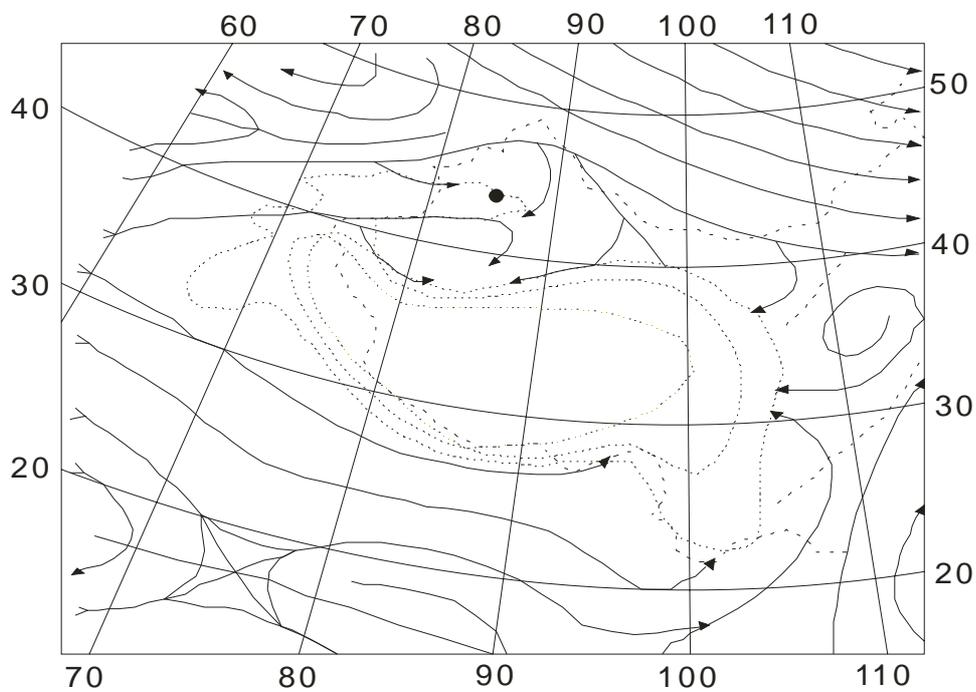


图4 1960-1969年春季1500m高度的平均流场。图中黑圆点表示1号冰川位置

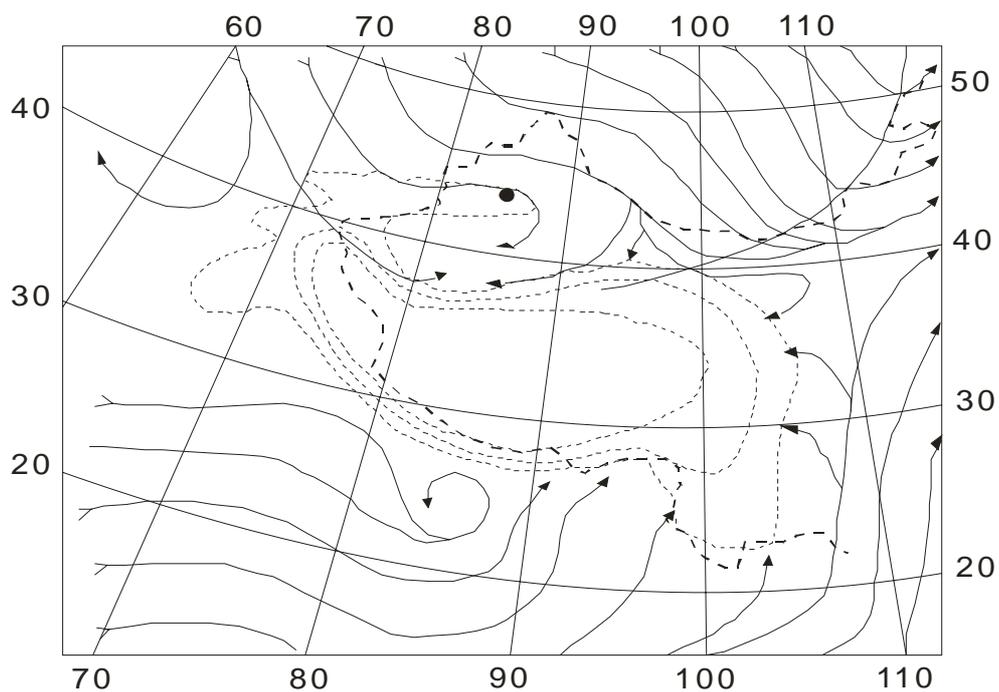


图5 1960-1969年夏季1500m高度的平均流场。图中黑圆点表示1号冰川位置

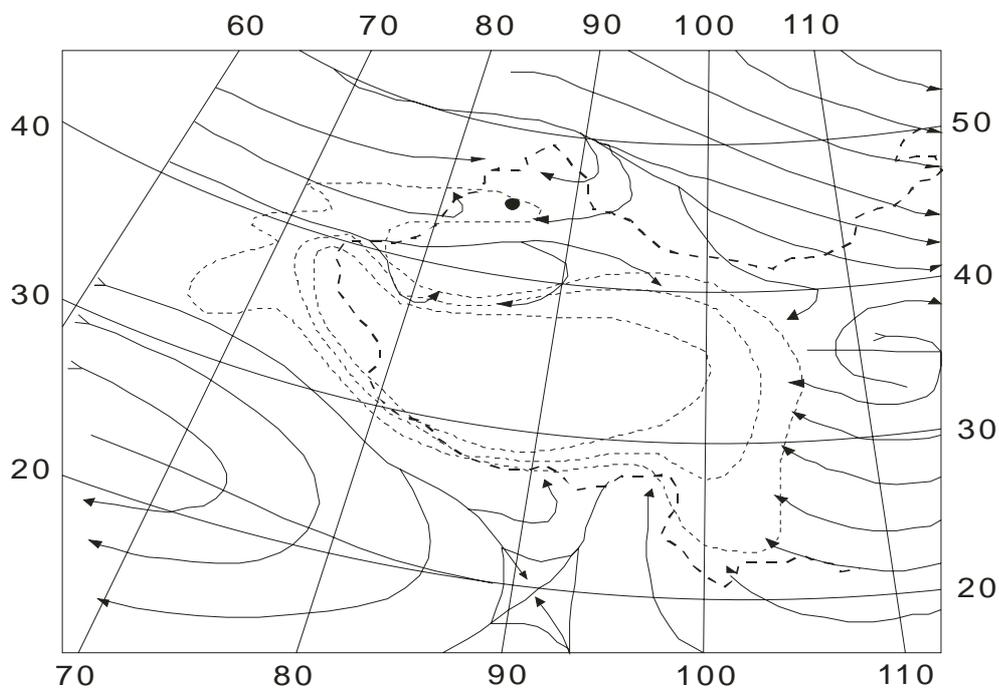


图6 1960-1969年秋季1500m高度的平均流场。图中黑圆点表示1号冰川位置

的风沙浮尘天气（图 4）；夏季，由于天山地区地处中国西北内陆地区和青藏高原的阻隔，在中国大部分地区盛行的东南季风和西南季风难以影响该地区，因此天山地区仍以西北气流为主。图 5 是 7 月份 1500m 平均流场特征，从中可见，从北疆西部进入的西北气流一支沿天山北部东进，大致沿达坂城谷地转向东南，形成一支反气旋气流。而另一支西北气流在东天山尾闾处转向东南，在天山东部和南疆东部地区形成反气旋气流，大致在南疆的克里雅河地区与翻越帕米尔高原沿昆仑山北麓东进的气流相遇；秋季的 1500m 平均流场显示出（图 6），一支西北气流在蒙古人民共和国萨彦岭地区分支成反气旋型从蒙古高原进入天山北部地区，形成该地区的东北风。翻越帕米尔高原进入南疆地区的西北气流分别沿天山南麓和昆仑山北麓形成天山南部地区的反气旋气流和气旋性气流（李江风，1991）

综上所述，天山上空大致 4000m 以上盛行西北风；而在 4000m 以下，受天山及四周高山盆地地形、高空气压场及其变化的影响，在天山南、北两侧地区形成反气旋和气旋性（尤其是前者）环流，从而使天山地区低空环流复杂化。而在近地表局地环流的形成更使地表气流进一步复杂化。在山地与盆地组合而成的地貌单元中，由于热力作用的差异，在山坡与盆地之间会形成局部的环流系统，即山谷风。白天风向沿谷地上吹形成谷风，谷风在晴朗的夏季尤为明显；夜晚风向沿谷地下吹形成山风，这是局地气候环流中重要的组成部分。天山地区由于山脉与沙漠盆地结合的独特地理格局，山谷风局地环流系统在天山南、北麓地区尤为明显。乌鲁木齐河流域后峡口气象观测资料显示，该地 3-9 月盛行 NNE 向的谷风，风速在 1m/s 以上。而冬季每日基本上在 11 时至 20 时才有微弱的谷风出现。相比之下，山风较弱（马建国、张寅生，1987）。这种山谷风系统在乌鲁木齐河谷其它地点的气候研究中也证实（王德辉等，1985；张寅生等，1994）。盛行的谷风为河谷中城镇的生产和生活所释放的大气污染物到达 1 号冰川上空提供了条件。

2.3.2 大气降水

1 号冰川地处距海遥远的中国西北地区；东距太平洋约 3500km，西距大西洋为 6900km，北距北冰洋为 3400km，南至印度洋约 2500km。构成中国东部主要降水的太平洋的湿润气流向西北驱进时，受东部阶梯状山岭的阻挡到达新疆上空

时,空气中的水分已丧失殆尽,难以产生降水。只有在有较强东风气流时,才可以进入南疆塔里木盆地,驱进南疆降水天气;南亚印度洋西南气流,水汽含量极为丰富,水汽高度可达 3.5km,但为海拔高度超过 4.5km 的青藏高原所阻,只有很少一部分可顺着横断山脉沿着青藏高原东侧,按气旋式进入新疆南部,对南疆的降水有一定的贡献;新疆北部为阿尔泰山,海拔 3-4km 以上,北方气流经过西伯利亚和蒙古翻越阿尔泰山后,有下沉作用,不能形成较大降水。产生新疆降水的主要水汽来源是大西洋的水汽,它由高空盛行的西风气流携带,经北疆西部的河谷和山口等谷地进入新疆,构成了新疆降水的主要水汽来源(李江风,1991)。

1 号冰川是夏季补给型冰川,其降水主要发生在每年的 5-9 月份,这段时期的降水量约占年平均降水量 (645.8mm a^{-1}) 的 90%。其它月份的降水量很少,仅占全年总降水量的 10%左右(李忠勤等,2003)。不仅如此,5-9 月份也是全年降水频次最高的时期(杨大庆等,1992)。降水的形式主要是湿雪、雹和霰。1 号冰川地区的降水不仅具有季节性,而且具有明显的海拔高度分带性(康兴成等,1998;王新齐等,1992;杨大庆等,1992)。随着海拔高度的升高,降水量有明显的增大。其中最大降水带在 1 号冰川上(杨大庆等,1992)。杨大庆等对乌鲁木齐河源降水观测系统误差修正后计算的该地区降水梯度为 $22\text{mm}/100\text{m}$ 。由此计算出的 1 号冰川东支海拔 4050m 处(粒雪盆)的多年平均降水量约为 645.8mm 水当量(杨大庆等,1988)。最大降水带的高度分布还与植被的分布等因素有关。在天山乌鲁木齐河谷,除 1 号冰川上的一个最大降水带外,受植被的影响还有另外一个最大降水带,该带分布在 1800-2200m 的树林地带(康兴成等,1998)。

第三章 野外样品的采集和分析

3.1 取样规范

所有的取样瓶、取样工具、样品处理设备、取样者所穿工作服以及与样品可能有接触的物品均使用去离子水清洗。清洗的一般过程为：首先用去离子水冲洗三遍，之后在去离子水中完全浸泡 1-6 个月，期间要经常更换去离子水，最后在使用前再用去离子水清洗三遍。洗完的器具要用离子色谱检查是否达到取样要求，洗干净的器具凉干后用结净的塑料袋密封直到采样时取出。实验用水均使用电阻率大于 18.0MQ. cm 的去离子水。采集的样品包括冰芯、雪坑、大气降水以及河水，依据样品（雪、粒雪和冰）的特征选择采用不同的采样技术和样品制备方法以避免污染。在取样和样品处理过程中，操作者应穿上特制的工作服，戴上面具和聚乙烯手套以最小程度地减小污染。实验分析前，采集的样品均在 -20℃ 的冷库中保持冷冻状态保存处理。

雪坑样品用特制的取样工具采集，采样者应尽可能保证所挖的雪坑干净。直接将取样瓶口对准取样面垂直插入雪坑壁采集雪冰样品，样品在冷冻状态下装入聚乙烯塑料瓶中，每个取样瓶的封盖在装样品前打开，装完样品后立即封闭以避免蒸发和扩散。冰芯样品要用经过去除油脂和灰尘的锯子按一定的间隔进行分割，通常去除最外面的部分。重金属野外采样所需的采样器、手套、取样瓶和衣物等均要用酸清洗过。对于浅层雪（深度小于 10m）最有效的取样方法是挖雪坑，直接将重金属样品瓶口对准取样面垂直插入雪坑壁进行取样。对于采集的冰芯、雪芯来说，由于采样时要用到一定的金属工具，不可避免地造成样品表面的污染，因此应采集体积尽可能大的雪冰样品，这对于在实验室中去除样品外围的污染层比较容易。整个炭黑样品采集过程涉及的采样器械包括挖雪坑用的铲、不锈钢直尺、不锈钢薄片、取样刀以及取样容器（带盖的硬质铝桶），上述器械在出野外前均使用自来水淋洗，再用分析纯乙醇浸泡三次，然后用自来水淋洗、超纯水淋洗三遍之后在 100 级通风厨中晾干，利用经 800℃ 马福炉两个小时处理好的锡箔纸将洗干净的器械包好装箱。在有风的情况下采样者应位于下风向挖雪坑取样，用洗好的不锈钢直尺量取雪坑的深度及取样间隔。一般采取 20cm 一个样品，并

用不锈钢薄片插入雪层做好标记。用清洗好的取样刀在 20cm 深度间隔中，根据容器的口径沿纵向划出若干个长方形，并取长方体状雪样，放入事先清洗好的铝桶中。采样结束后，按室内的包装将所有器械包好，以备下次使用，将包装好的装有样品的铝桶放入冷柜中，冷冻情况下运回实验室处理。

由于雪冰样品从采集到运回实验室需要一定的时间，这就涉及在这个过程中如何保存和处理样品。一般要达到以下几个要求：（1）尽可能的减少污染；（2）减缓生物作用；（3）减缓各种化学物质的水解及氧化还原作用；（4）减少组分的挥发。目前认为，样品在冷冻状态下使温度接近冰点或比冰点更低是运输过程中最好的保存技术。

3.2 雪坑资料的获取

于 2004 年 8—11 月间，分别自东、西支末端沿 1 号冰川主流线方向直至顶部共挖取雪坑 32 个。在挖取过程中，对每个雪坑的雪层剖面特征进行详细观测和记录，并统一整理，将各个雪坑的雪层剖面绘成柱状剖面图进行对比分析研究。此外按海拔高度对雪坑进行统一编号：东支为 E1, E2, …, E20；西支为 W1, W2, …, W12。东、西支的雪坑位置及信息详见表 4 和图 7。要说明的是：首先，为了满足计算机绘图软件的要求，在绘图过程中使用另一套雪层剖面图例；其次，本文中的雪坑深度或雪层剖面厚度在消融带、渗浸—冻结带和渗浸带分别指表层雪面距冰川冰面、附加冰面和粒雪冰面的距离（李向应等，2006）。

表 4 雪坑编号

		雪坑编号															
		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E10	E12	E13	E14	E15	E18	E19	E20
东支	海拔 (m)	3890	3923	3965	4004	4043	4055	4060	4065	4080	4116	4126	4130	4134	4187	4224	4225
	坡度 (°)	5	12.5	12	11	17	—	18	16	11	28	25	26	30	—	0	0
		W1	W2	W3	W4	W5	W6	W7	W8	W9	W10	W11	W12	—	—	—	—
西支	海拔 (m)	3926	3976	4013	4045	4085	4200	4224	4232	4246	4250	4276	4484	—	—	—	—
	坡度 (°)	—	—	—	—	—	—	31	32	30	30	32	0	—	—	—	—

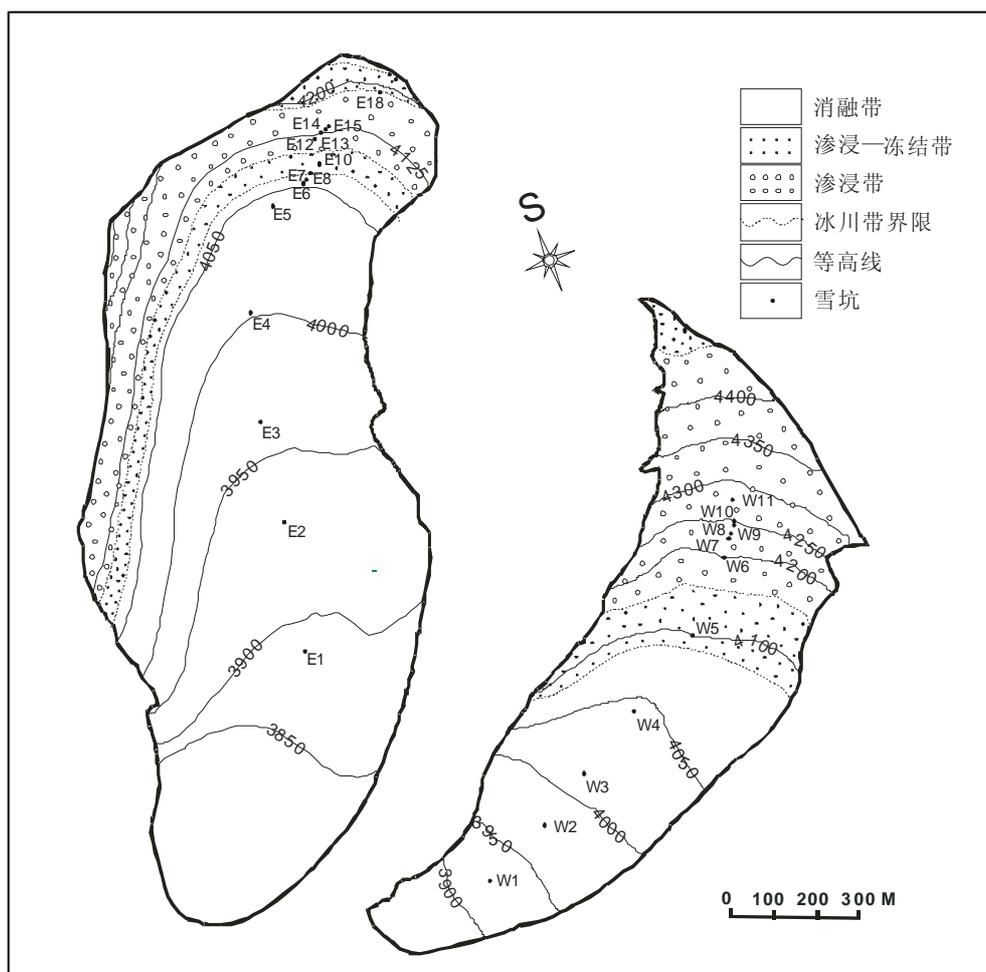


图 7 1 号冰川雪坑位置及成冰带分布

3.3 雪冰样品的采集与分析

雪冰样品采集于 1 号冰川东支积累区海拔 4130m 处的雪一粒雪坑中，大约有 100 个表层雪样品（2002 年 9 月-2004 年 9 月）和 1018 个雪一粒雪样品（2003 年 9 月-2004 年 9 月）在本文中得以分析和应用，取样频率为 1 次/周。表层雪样品取自雪一粒雪坑顶部表层 5cm 处，雪一粒雪在整个雪坑中以每 10cm 间距取样。采样后雪一粒雪坑被重新填埋，在下次采样时重新挖开并在上一次的基础上向前挖进 0.5m 左右，在与上次相同的层位上取样。样品在冷冻状态下放入绝缘的铁箱中被运输到天山冰川观测试验站实验室进行 pH 值，EC 和化学成分等的分析。空白实验表明，在不同季节相邻的雪一粒雪坑间离子浓度具有较高相关性，这说明在采样和样品测量过程中样品没有被污染。样品分别在 PHJS-4A(0.001)，

DDSJ-308A (0.001), 光学粒径监测仪(AccuSizer 780A)和离子色谱仪 (DX-320) 上进行了 pH; EC; 微粒大小和浓度; Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 等项目的测定分析。本文着重对测定结果中的 pH 和 EC 进行了分析研究。pH 和 EC 的测定仪器, 在使用前应用 pH 值为 6.86 和 9.18 的标准缓冲溶液对电极进行校正。样品测量前首先用部分样品对电极进行清洗, 每个样品测量完后用去离子水清洗, 然后浸入新鲜和静止的样品中, 5 分钟后得到经温度补偿后的 pH 值 (李向应等, 2006)。

第四章 成冰带和雪层剖面特征

4.1 雪层剖面的总体特征

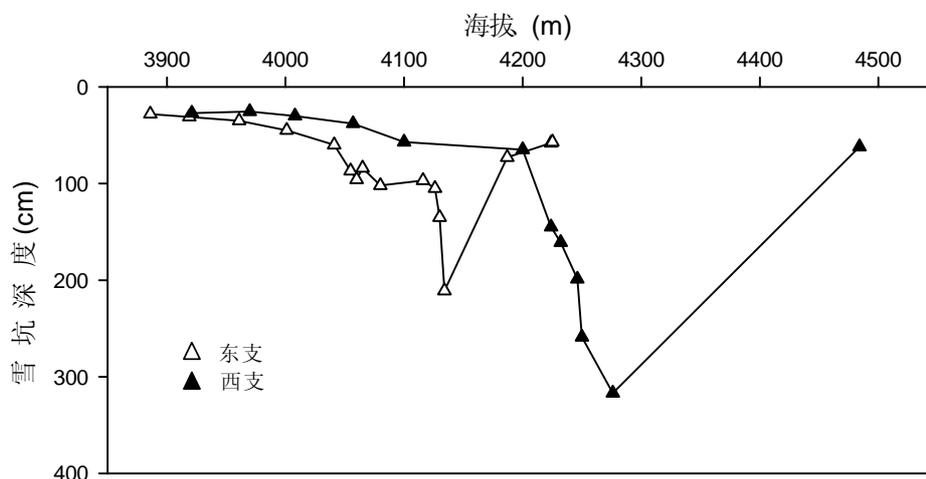


图 8 1 号冰川雪坑深度随海拔的变化

图 8 表示雪坑深度自冰舌末端至冰川顶部随海拔的变化。雪层剖面厚度的变化受气温和降水的共同作用，即厚度与气温呈反相关，与降水呈正相关（王飞腾，2006）。另外与雪坑所在位置的地形也有关系。由图 8 可以看出，1 号冰川东支的雪层剖面厚度自冰舌末端至海拔 4060m 处逐渐增大，随之减小，后又增大直至海拔 4080m 处；在海拔 4080m—4116m 雪层剖面厚度有较小的减小趋势，然后迅速增大直至粒雪盆厚壁处（海拔 4125 左右）达到最大，后又快速减小至顶部达到最小。西支自冰舌末端至海拔 4200m 处呈缓慢的增大趋势，从海拔 4200m 开始厚度快速增大至粒雪盆厚壁处（海拔 4276m 左右）达到最大，后又快速减小至顶部达到最小。结合雪层剖面变化特征发现，细粒和粗粒雪层厚度的变化规律同于雪层剖面厚度的变化，不同的是粗粒雪层厚度随海拔的增大趋势大于细粒雪层（图 11—图 15）。

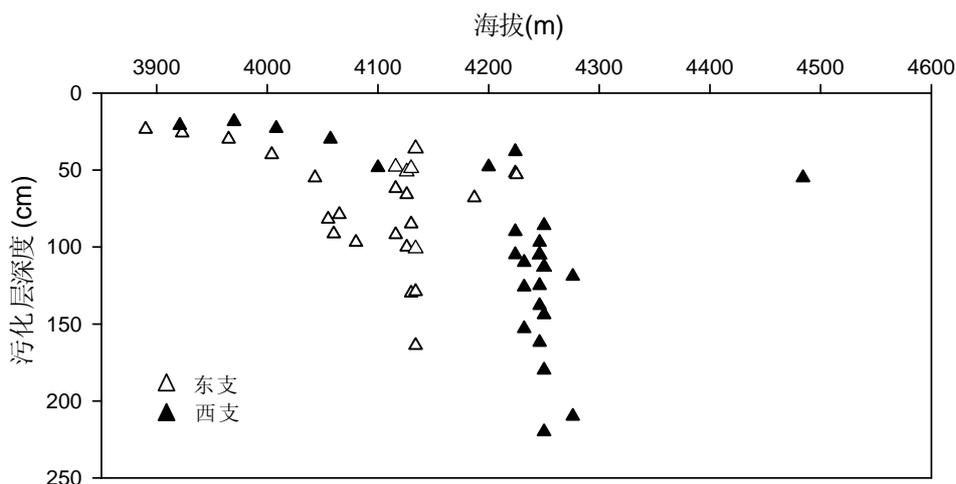


图9 1号冰川雪坑剖面中污化层的深度随海拔的变化

污化面按其形成季节的不同分为冬春季污化和夏季污化（杨大庆，1988）。冬春季污化是由于冬季降雪很少，同一冰雪面长期暴露于大气中，经风力搬运来自于远处的沙尘和周围山体表面的风化碎屑物质迁移、沉降于冰雪表面而形成，颜色呈淡黄色，一般被春季降雪覆盖。夏季污化一般形成于夏末，融水在渗浸过程中携带雪层剖面中不同层位的污化物迁移、滞留于某一层位而行成，颜色为黄色，一般被秋季降雪覆盖。如图9，1号冰川雪层剖面中的污化层数目随海拔升高明显增多，污化层深度显著增大。东、西支分别大致在海拔4050m和4200m以下，雪层剖面中只有一个污化层，颜色较浅，污化层的最大深度在50cm左右。东支在海拔4050m—4150m，西支在海拔4210m—4260m，污化层数目较多，东支最多有4个，西支最多有5个；东、西支污化层的最大深度分别为160cm和210cm。东、西支分别自海拔4150m，4270m至顶部，雪坑中的污化层的数目减少为一个，且污化的深度变浅。

雪层剖面的层位特征反映了冰川不同海拔区域积累、消融程度的差异和成冰作用的不同。在高海拔区域（图14和图15，东支在4116m—4134m，西支在4224m—4276m），雪层剖面主要由风板—新雪—细粒雪—中粒雪—粗粒雪组成；在海拔较低处和西支顶部区域（图11、图12和图13，东支在3923m—4080m，西支在3976m—4200m和4484m左右），雪层剖面较为简单，主要由新雪（风板）—细粒雪—粗粒雪组成；在冰舌末端和东支顶部区域（图11和图12，东支在3890m以下和4224m左右，西支在3926m以下），层位剖面最简单，主要由风板—中粒雪

—粗粒雪组成。

目前 1 号冰川顶部的冰雪特征较为显著(图 11 中 E19 和 E20)(李忠勤, 2005), 东支为: (1) 雪层厚度较小 (约 40cm), 局部区域的冰川冰面直接外露; (2) 层位剖面简单, 以中粒雪和粗粒雪为主, 无新雪和细粒雪层 (如雪坑 E19, 海拔 4224m; 雪坑 E20, 海拔 4225m); (3) 雪层剖面中只有一个污化层, 位于冰川冰面上部, 颜色很深, 为强污化。这与冰川消融的加剧和气温持续升高, 造成冰川冷储减少有很大关系。气候持续转暖, 加之东支顶部冰川末端朝南, 不远处存在裸露岩石, 大量接受太阳辐射, 造成冰雪消融强度增大, 消融量剧烈增加。在西支 (图 13 中的雪坑 W12), (1) 雪坑深度较小 (约 55cm), 较之东支稍大; 剖面特征比东支复杂, 有新雪和细粒雪发育; (2) 雪层剖面中仅有一个污化层, 位于附加冰面上部, 强度弱, 颜色很浅, 需仔细辨认才能识别。这表明西支顶部冰雪的消融强度远小于东支顶部。

4.2 不同成冰带内的雪层剖面特征

4.2.1 消融带

根据上述成冰带的区域范围划分结果: 雪坑 E1 (海拔 3890m) —E8 (海拔 4065m), E19 (海拔 4224m) —E20 (海拔 4225m) 和 W1 (海拔 3926m) —W5 (海拔 4085m) 位于消融带。消融带内年物质平衡为负, 降水不能长时间保存。夏季消融强烈时期, 冰川吸收的热量可融化掉全部粒雪和部分冰川冰, 东支顶部和西支冰舌末端表现最为明显。融水沿冰川表面和底部向地势低处汇集成河, 在下部形成较大的水道, 表面形成一道道小水沟。污化物随融水的流动在冰川表面形成球形颗粒物, 一部分随融水的流失而进入河道。

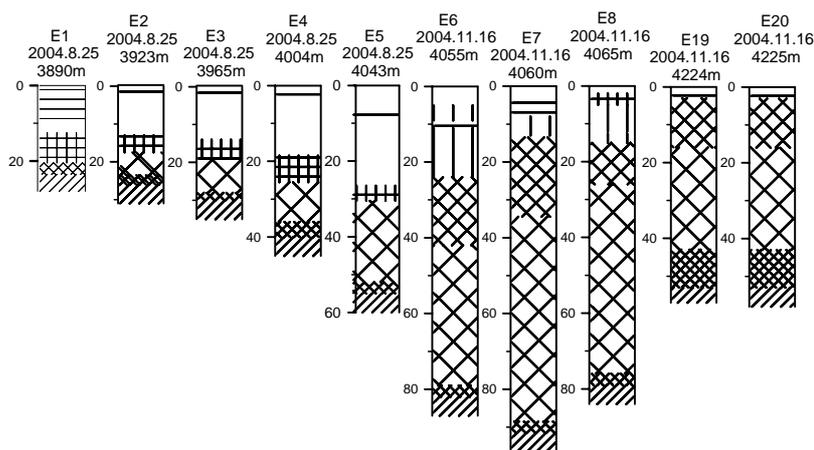


图 11 1 号冰川东支消融带的雪坑层位剖面

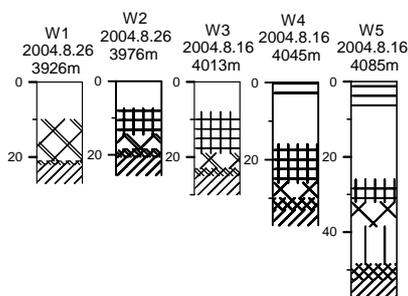
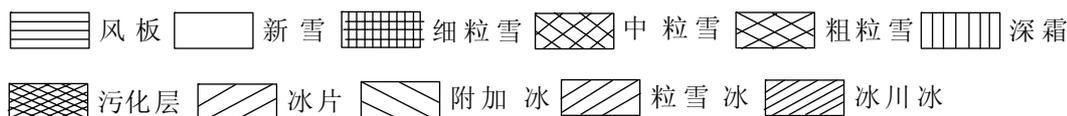


图 12 1 号冰川西支消融带的雪坑层位剖面



消融带的表层雪（风板、风吹雪和新雪）和雪层剖面厚度均较小，其最大厚度东支分别为 26.5cm 和 88.5cm（如图 11），西支分别为 26cm 和 48.5cm（图 12）。平均厚度东支分别为 11cm 和 49cm，西支分别为 13.5cm 和 28.2cm。它们的厚度在不同的海拔高度差异不大，但随海拔的升高仍有缓慢的增大趋势。这是由于消融带海拔低，坡度小，地势平坦，接受日照时间长和单位面积的辐射量多的缘故。在消融带中、下部，雪层剖面特征非常单一。具体表现为有的雪层剖面中无细粒雪层而有粗粒雪层（图 12 雪坑 W1，海拔 3926m），有的雪层剖面中无粗粒雪层但有细粒雪层（图 11 雪坑 E1，海拔 3890m）。这是由于在较高的温度条件下，

细粒雪和粗粒雪没有充足的时间变质转化便消融流失。在消融带上部，细粒雪层下部为粗粒雪层，粗粒雪层的厚度随海拔的升高明显增加，而细粒雪层厚度变化不大，且细粒雪层和粗粒雪层距表层雪面的距离均逐渐增大。其因为在相当的气候条件下粗粒雪层比细粒雪层的深度相对较大，保存的时间比细粒雪较长。消融带的雪层剖面中只有一个污化层（图 11，图 12），位于冰川冰面，颜色很深，为强污化，有的污化物已经进入冰内。污化层厚度较小，但相对其它雪坑而言，雪坑 E19 和 E20 的污化层厚度较大，分别为 57cm 和 58cm。这是大量冰雪融水携带不同层位的污化物渗浸、迁移的结果；一部分污化物随融水流失，一部分在气温较低时重新冻结而进入冰川冰内。

4.2.2 渗浸-冻结带（附加冰带）

E10（海拔 4080m），E18（海拔 4187m）和 W12（海拔 4484m）位于渗浸—冻结带。此带内年物质平衡为正，雪层中有较多的附加冰发育。在夏末消融强烈时期大量附加冰消融并出露，大部分融水沿附加冰面流失，少部分形成渗浸冰片和冰透镜体。成冰作用完全被融水的渗浸和冻结控制，成冰速度快，时间短，成冰量大（以夏季为主）。另外，在粒雪盆上部靠近冰川顶部出现了大范围的渗浸—冻结带，这是由于靠近冰川顶部区域的海拔较高，日照强烈，风力较大的缘故。此带的雪层厚度较薄（约 60cm），附加冰面有较强的污化层。如图 13 雪坑 E18（海拔 4187m）。

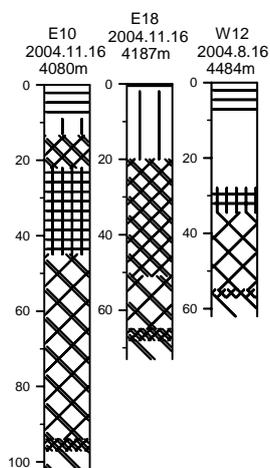


图 13 1 号冰川渗浸—冻结带的雪坑层位剖面

渗浸—冻结带的雪层剖面，细粒雪层和粗粒雪层厚度都介于其它两带之间，如雪坑 E10（海拔 4080m）分别为 102cm，23cm 和 49cm。这是由于此带的海拔高度，消融强度和物质积累量均介于其它两带之间，且此带的渗浸冻结作用较强，大部分融水参与了粒雪的改造于冰面形成附加冰，少部分融水沿冰面形成径流而损失。雪层剖面中只有一个污化层（图 13），位于附加冰面，颜色较深，强度较大。污化层深度介于其它两带之间。其原因同于在消融带的形成原因。

4.2.3 渗浸带（湿雪带）

E12（海拔 4116m）—E15（海拔 4134m），W6（海拔 4200m）—W11（海拔 4276m）位于渗浸带。渗浸带内年物质平衡为正，雪—粒雪层较厚，雪层下部含有较多渗浸冰片和冰透镜体。雪层内温度较低，除在夏季温度可至 0℃以上外，其它季节全在 0℃或 0℃以下。成冰作用以暖型为主，但在冬季冷型占优势，不过成冰量很少。夏季融水不能全部冻结在本带内，少部分融水沿粒雪冰面形成径流而消失。

与其它两成冰带相比，渗浸带的表层雪和雪层剖面厚度最大，最大厚度东支分别为 21cm 和 206cm，西支分别为 28cm 和 312cm；其平均厚度东支分别为 17cm 和 117cm，西支分别为 16cm 和 166cm。此外，表层雪和雪层剖面厚度随海拔的升高明显增大。这是由于渗浸带海拔高，消融强度弱，积累量大的缘故。另外由于地形的原因，风吹雪的影响也可能使表层雪和雪层剖面的厚度增大。此带的细粒雪层和粗粒雪层厚度最大，且细粒雪层远小于粗粒雪层厚度。细粒雪层的最大厚度东、西支分别为 28cm 和 76cm（图 14 雪坑 E13，海拔 4126m；图 15 雪坑 W11，海拔 4276m）；粗粒雪层的最大厚度东、西支分别为 155cm 和 208cm（图 14 雪坑 E15，海拔 4134m；图 15 雪坑 W11，海拔 4276m）。这是由于此带位于粒雪盆后壁的凹陷地带，温度低（年均温在 0℃以下）；在气候变化正常的年份（2002 年例外）季节降水可长时间保存，不易发生消融变质作用。此外，雪—冰转化时间较长，粗粒雪转化为冰较细粒雪转化为粗粒雪的时间更长。研究发现（尤晓妮，2005；王飞腾，2006），细粒雪转化为粗粒雪的时间夏季为 20 天—3 个月，冬季为 4.5 个月；粗粒雪转化为冰的时间为三年零四个月。

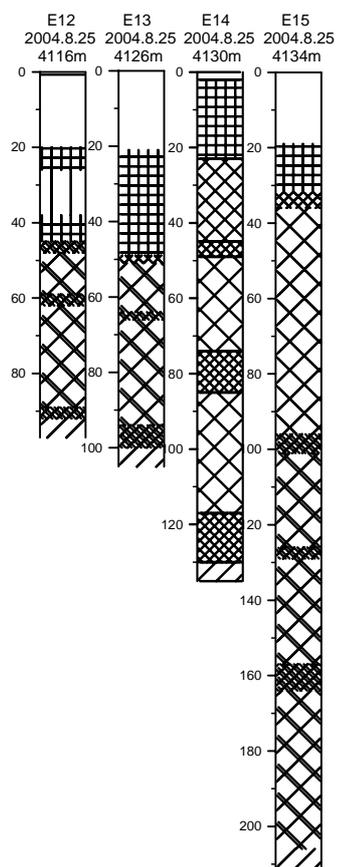


图 14 1 号冰川东支渗浸带的雪坑层位剖面

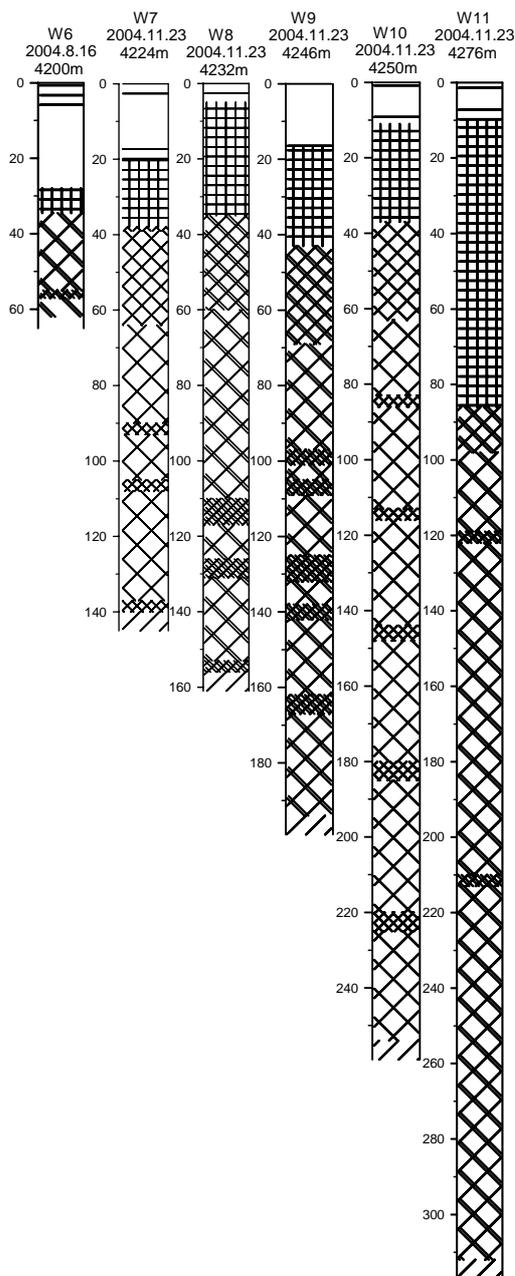


图 15 1号冰川西支渗浸带的雪坑层位剖面

相对消融带和渗浸—冻结带而言，渗浸带雪层剖面中污化层的数目最多，深度最大。如图 14、图 15，东、西支雪层剖面中的污化层数目最多分别为 4 层和 5 层，最大深度分别为 157cm 和 220cm。污化层距粒雪冰面的距离随海拔的升高逐渐减小，污化层距粒雪冰面越近强度越大，颜色也越深。这是由于渗浸带内融水的渗浸冻结作用很弱，污化层虽发生迁移但很难叠加，随着季节性降水的积累保存于不同层位。另外，渗浸带的物质积累量随着海拔的升高不断增大，雪层厚

度逐渐增加，密实化作用渐次增强，从而导致污化层间的粒雪更加密实和粒雪中孔隙体积减小，粒雪层的厚度减薄，污化层与粒雪冰面的距离逐渐缩小。

4.3 不同时期的成冰带和雪层剖面特征

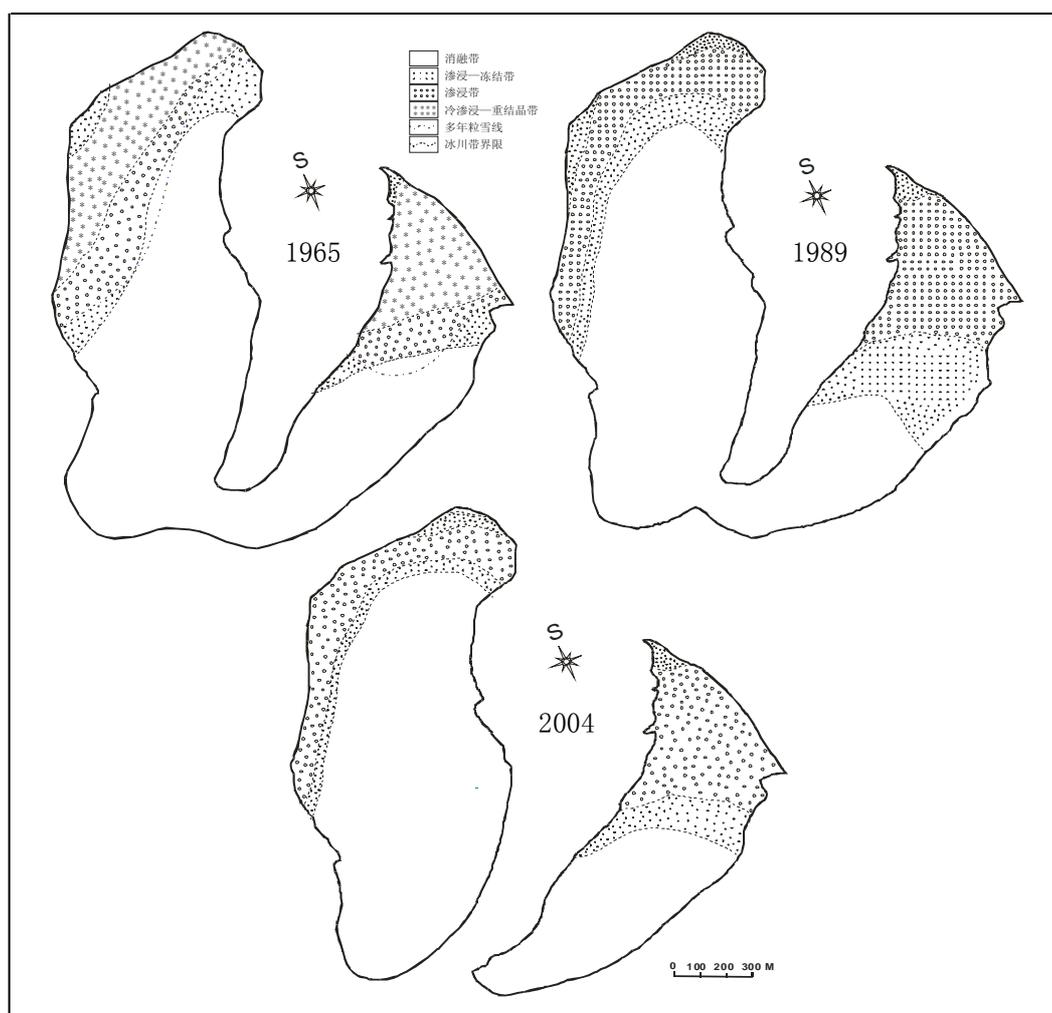


图 16 1 号冰川不同时期的成冰带图

上世纪 80 年代中期以来，西部开始出现明显的气候转型现象（施雅风，2002）。乌鲁木齐河源区气温升高，1 号冰川强烈消融，逐年退缩，成冰带谱和雪层剖面特征发生了显著变化（图 16）。主要表现在：雪层剖面厚度变薄，层位变得简单。1965 年和 1989 年渗浸-冻结带雪层中大量发育的渗浸冰片、冰透镜体、深霜现已大大减少，代之以细粒雪和粗粒雪为主，并间或有少量的冰片和深

霜。层位剖面间的界限变得模糊，不易分辨，但细粒雪和粗粒雪层的界限较为清楚。这主要是由于随着气温升高冰川消融加剧，雪线上升，不同海拔区域的消融量增大，积累量减少。而且渗浸冻结作用的增强对雪层受融水改造的影响增大，雪层中的渗浸冰片、冰透镜体不能长期保存而消融流失。1号冰川的成冰带与1965年和1989年相比除具备以前成冰带的基本特征外，又出现了一些新的特点。尤其在东支顶部偏西北位置约有5m厚的冰川冰出露，消融强烈，类似于西支冰舌末端裸露的冰川冰壁，而且在出露的冰川冰南面有冰川融水聚集形成的面积约30m²的水域，水面已结冰，冰层很厚，人可在其上行走。这说明1989年存在于东支顶部的渗浸—冻结带，现局部已转化为具有强烈消融特征的局部消融区。这些现象表明目前1号冰川的雪层剖面特征和成冰带谱具有由冷向暖的转化趋势。另外，根据李忠勤，李传金等（李忠勤，2003；李传金，2006）的研究发现1996年以来1号冰川的消融区有扩大趋势，本世纪初成冰带之间的界限明显上移，2004年8月的观测资料发现消融带下限已达4074m，较1962年（4000m）升高了74米，渗浸带上限位置达到4093m，达到各研究时期的最高，且各成冰带面积显著减小。

第五章 pH 值和电导率的季节变化与淋溶过程

5.1 pH 值和电导率的季节变化

5.1.1 气溶胶

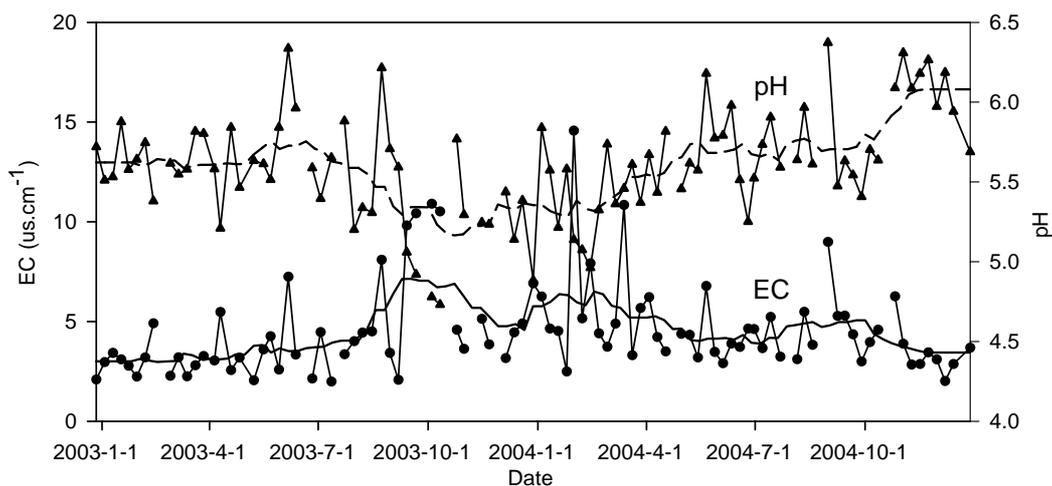


图 17 气溶胶中 pH 值和 EC 随时间的变化

图 17 表示气溶胶中的 pH 值和 EC 随时间的变化规律。如图所示, pH 值和 EC 的季节变化趋势不很明显且两者之间的差异较大。一般来说,自 2002 年 12 月底至 2003 年秋季 4 月底 pH 值的上下波动趋势非常稳定,唯有很弱的减小趋势;自春季 5 月初开始 pH 值突然增大直至夏初 6 月底达到较小的稳定状态,后又逐渐减小,中间虽有较小的波动但至 10 月份达到最小值;自 11 月初开始, pH 值又突然增大直至 2004 年 1 月初达到一较小的高值,后自冬末 2 月中旬开始又逐渐增大至夏初 5 月中旬又达到一较高的峰值,随后波动稳定,自夏末 9 月底开始又迅速增大,至秋季 11 月份达到最大值。对 EC 而言,自 2002 年 12 月末开始, EC 逐渐缓慢的增大至夏季 8 月初突然增大,进入 9 月份达到最大值;而后迅速减小至 2003 年冬初 12 月底达到一较小的谷值,随后又呈波动状态趋势增大在 2004 年冬季 2 月中旬达到一较高的峰值,仅次于最大值,后又逐渐缓慢的减小直至 7 月初再次逐渐增大至 9 月份左右达到一较小的峰值而后又逐渐减小。

具体来说, pH 值在春末夏初(2003 年 5—6 月)或秋末冬初(2004 年 11—12 月)的值较高, 2004 年的波动范围秋季和冬初的波动范围较大。在夏初 6 月

上旬(2003年6月6日)或秋末11月上旬(2004年11月2日)达到最大值6.336或6.309,在2004年夏季8月末(8月31日)有一极大值6.373;在2003年秋季的10月中旬(10月11日)达到最小值4.731。EC在秋初10月上旬(2003年10月4日)或冬季1月末(2004年1月31日)达到最大值10.9 μ s/cm或14.57 μ s/cm;在冬初12月下旬(2002年12月27日和2004年12月14日)分别达到最小值2.09 μ s/cm和2.02 μ s/cm,在2003年7月12日有一极小值1.986 μ s/cm出现。

表5 气溶胶中 pH 值和 EC 在不同季节的变化范围、平均值和年平均值

		春季	夏季	秋季	冬季
pH	变化范围	5.209-6.179	4.921-6.373	4.731-6.309	4.883-6.186
	平均值	5.639	5.636	5.664	5.523
	年平均值	5.601			
EC (μ s/cm)	变化范围	2.06-6.78	1.986-10.42	2.84-10.9	2.02-14.57
	平均值	3.931	4.686	4.971	4.393
	年平均值	4.495			

表5为气溶胶中的pH值和EC在不同季节的变化范围、平均值以及年平均值的变化的情况。由表5可见,pH值在春季的波动范围最小,冬季次之,秋季最大;在不同季节的平均值冬季最小,春季次之,秋季最大;EC在春季的波动范围最小,秋季次之,冬季最大;在不同季节的平均值春季最小,冬季次之,秋季最大。可见,pH值和EC的波动范围和平均值在不同季节的变化特征差别较大;pH值分别在秋季和冬季呈现出较强和较弱的碱性,EC分别在秋季和春季达到最大值和最小值。此外,pH值和EC的年平均值分别为5.601和4.495 μ s/cm。

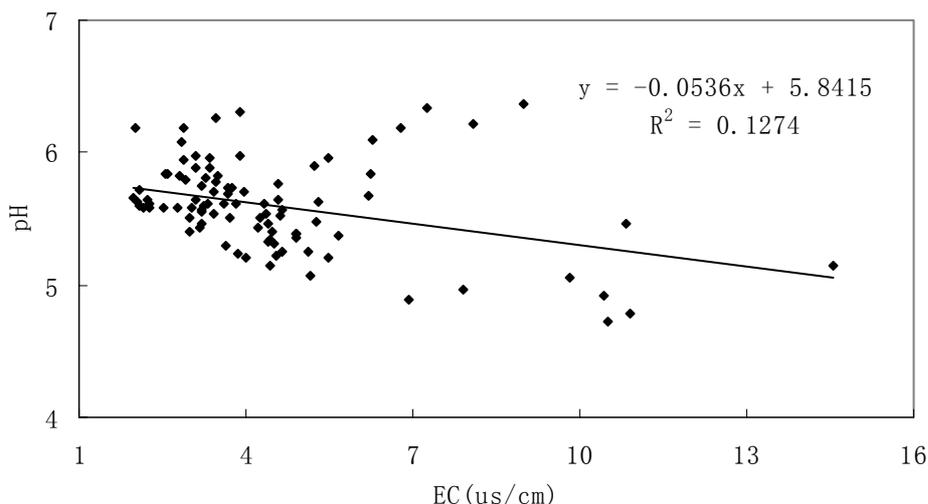


图 18 气溶胶中 pH 值和 EC 的相互关系

图 18 为气溶胶中 pH 值和 EC 的相互关系。如图所示，pH 值和 EC 呈明显的反相关关系 ($R^2=0.1274$)。气溶胶中的 pH 值主要集中在 5-6 区间内变化，同时相对应的 EC 值主要集中在 $2-6 \mu\text{s/cm}$ 的区间范围内变化。具体来说，当 EC 集中在 $2-4 \mu\text{s/cm}$ 范围内变动时，pH 值在 5.2-6.3 范围内变动；当 EC 在 $4-6 \mu\text{s/cm}$ 范围内变动时，pH 值在 5.1-6.0 范围内变动；当 EC 在 $10-15 \mu\text{s/cm}$ 范围内变动时，pH 值在 4.7-5.5 范围内变动。由此可见，气溶胶中的 pH 值以酸性为主，EC 值较小。

5.1.2 表层雪

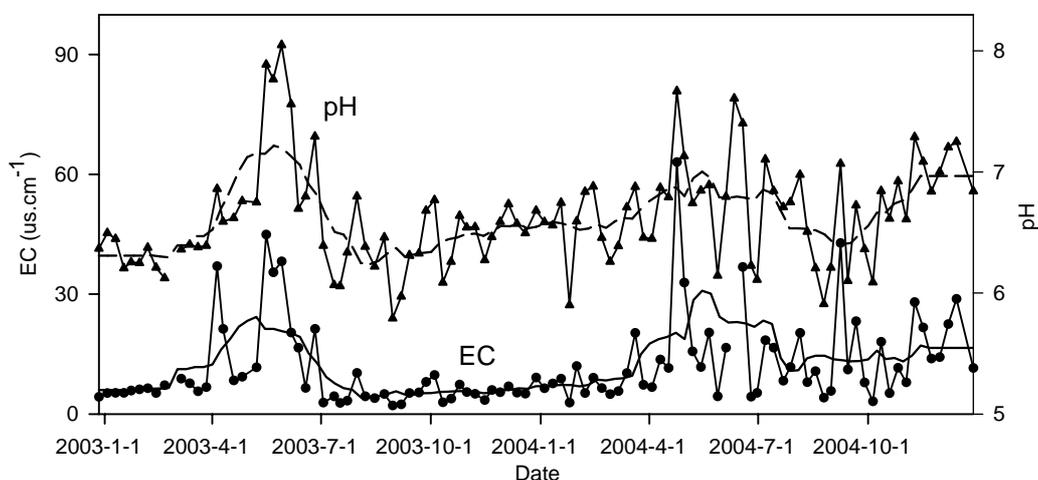


图 19 表层雪中 pH 值和 EC 随时间的变化

图 19 表示表层雪中的 pH 值和 EC 随时间的变化规律。如图所示, pH 值和 EC 具有非常明显的季节变化趋势且两者基本一致。pH 值和 EC 自夏末 (8 月) 开始逐渐增大, 波动趋势较为稳定, 进入春季 (4—5 月) 和夏初 (6 月) 达到一年中的最大值, 随后又迅速减小至夏末 (8—9 月) 达到一年中的最小值, 而后又逐渐升高进入秋季和下一年的冬季。具体来说, pH 值在春季 (2003 年 5 月 29 日和 2004 年 4 月 24 日) 达到一年中的最大值, 分别为 8.05 和 7.668; 在夏末 (2003 年 8 月 30 日和 2004 年 8 月 25 日) 达到一年中的最小值, 分别为 5.792 和 5.91。EC 在春季 (2003 年 5 月 16 日和 2004 年 4 月 24 日) 达到一年中的最大值, 分别为 $44.9 \mu\text{s/cm}$ 和 $63.1 \mu\text{s/cm}$; 在夏末 (2003 年 8 月 30 日和 2004 年 8 月 25 日) 达到一年中的最小值, 分别为 $2.14 \mu\text{s/cm}$ 和 $4.11 \mu\text{s/cm}$ 。此外, 尽管 pH 值和 EC 呈现出极为相似的季节变化趋势, 但仍存在一些差异。表现在: 自 2002 年 12 月末至 2003 年 3 月初, pH 值有减小趋势, 而 EC 呈稳定、逐渐增大趋势; 在 2003 年冬末—2004 年 3 月初和 2004 年夏末—冬末这两个时期, pH 值的增大趋势较为明显, 波动较大, 而 EC 呈缓慢的增大趋势, 波动较小。

表 6 表层雪中 pH 值和 EC 在不同季节的变化范围、平均值和年平均值

		春季	夏季	秋季	冬季
pH	变化范围	6.144–8.05	5.792–7.608	6.087–7.289	5.901–7.249
	平均值	6.99	6.565	6.637	6.524
	年平均值	6.634			
EC ($\mu\text{s/cm}$)	变化范围	4.43–63.1	2.14–95.5	2.94–28	2.85–28.8
	平均值	22.733	13.504	9.619	8.379
	年平均值	12.706			

表 6 表示表层雪中的 pH 值和 EC 在不同季节的变化范围、平均值以及年平均值的变化的情况。pH 值在秋季的波动范围最小, 冬季次之, 春季最大; pH 值在冬季的平均值最小, 夏季次之, 春季最大; EC 在秋季的波动范围最小, 冬季次之, 夏季最大; EC 在冬季的平均值最小, 秋季次之, 春季最大。可以看出, pH 值和

EC 的在不同季节的波动范围稍有差别外，其它变化特征基本一致；pH 值分别在春季和冬季呈现出较强和较弱的碱性，EC 分别在春季和冬季达到最大值和最小值。另外，表层雪中 pH 值和 EC 的年平均值分别为 6.634 和 $12.706 \mu\text{s/cm}$ 。

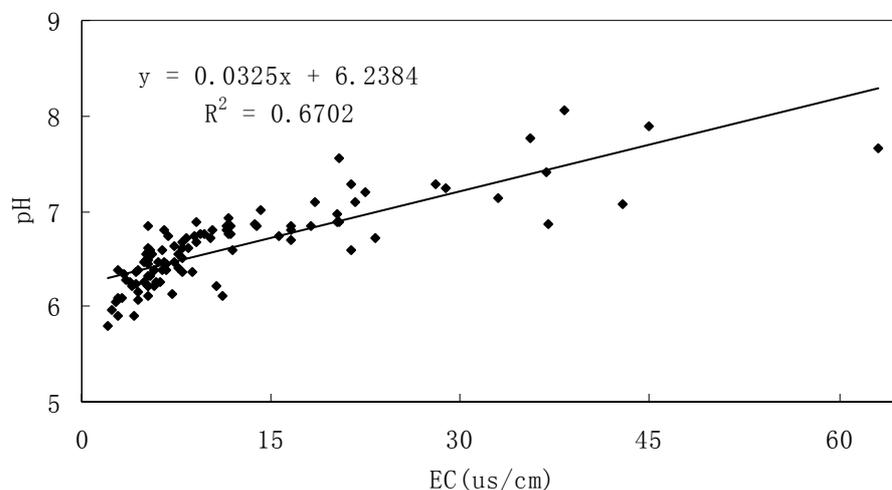


图 20 表层雪中 pH 值和 EC 的相互关系

图 20 表示表层雪中的 pH 值和 EC 的相互变化关系。如图所示，pH 值和 EC 呈明显的正相关关系 ($R^2=0.6702$)。EC 主要集中在 $0-24 \mu\text{s/cm}$ 区间内变化，同时相对应的 pH 值主要集中在 $5.75-7.0$ 的区间范围内变化；而且，当 EC 在区间 $2-14 \mu\text{s/cm}$ 内由小逐渐增大时，相对应的 pH 值也迅速增大。此外，当 EC 在 $0-14 \mu\text{s/cm}$ 区间内变化时，相对应的 pH 值在 $5.75-7.0$ 的区间范围内变化；当 EC 在 $14-24 \mu\text{s/cm}$ 区间内变化时，相对应的 pH 值在 $6.5-7.5$ 的区间范围内变化；当 EC 在 $24-65 \mu\text{s/cm}$ 区间内变化时，相对应的 pH 值在 $6.8-8.0$ 的区间范围内变化。由此可见，表层雪中的 pH 值以酸性为主，EC 值较小，但较气溶胶中的 EC 值大。

5.2 pH 值和电导率的淋溶过程

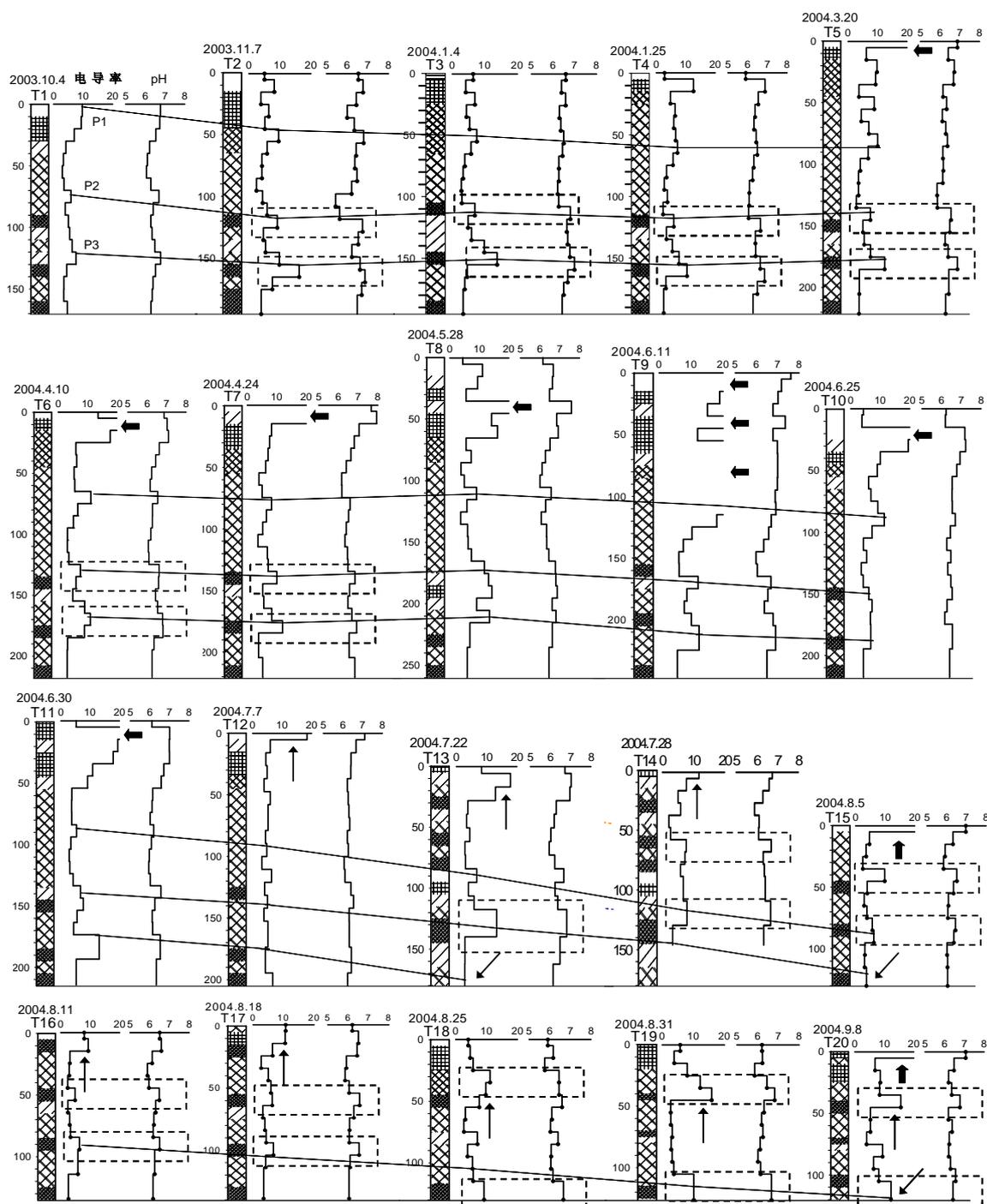


图 21 雪—粒雪坑中 pH 值和电导率的层位剖面

- | | | | | |
|---|---|---|---|---|
|  |  |  |  |  |
| 新雪 | 风板 | 细粒雪 | 中粒雪 | 粗粒雪 |
|  |  |  |  |  |
| 污化层 | 深霜 | 冰片 | 冰川冰 | 粒雪冰 |

图 21 表示在 2003 年 10 月至 2004 年 9 月这段时期 pH 值和 EC 的峰值在雪-粒雪坑中的演变过程。李忠勤等 (Li Zhongqin et al, 2005) 和王飞腾等 (Wang Feiteng et al, 2005) 发现雪-粒雪坑中化学离子的淋溶次序为: $\text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{NH}_4^+$, Mg^{2+} 的淋溶速度比其它离子较慢, Mg^{2+} 的峰值与污化层保持一致且与大粒径 (直径 $> 10\mu\text{m}$) 微粒浓度峰值也保持一致。因此在本项研究中用 Mg^{2+} 和大颗粒浓度的峰值在雪-粒雪坑中的淋溶过程作为参考来研究 pH 值和 EC 在雪-粒雪坑中的演变规律。

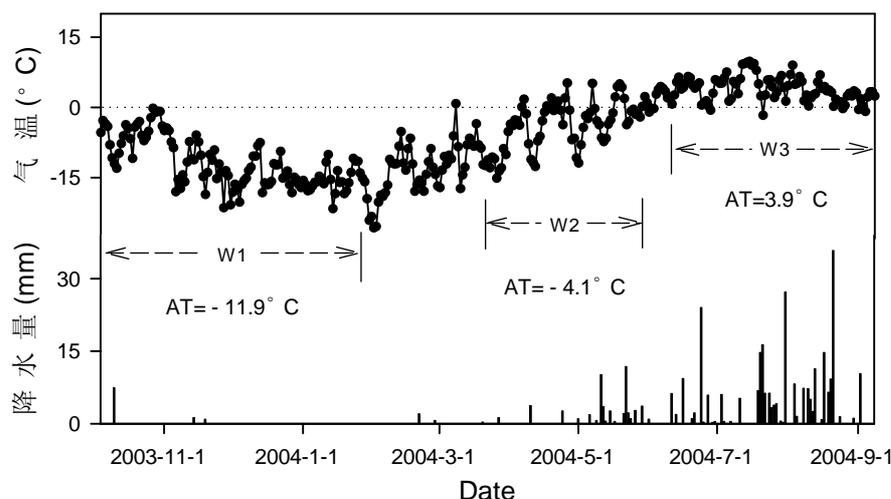


图 22 1 号冰川区的气温和降水

如图 21 所示, pH 值和 EC 的大多数峰值通常出现在雪-粒雪坑的顶部。在消融季节, pH 值和 EC 峰值较快速的向下移动, 在其它季节, pH 值和 EC 的峰值逐渐向下移动直至进入附加冰内。本研究中, 我们通过追踪 EC 的三个明显的峰值来研究 pH 值和 EC 在雪-粒雪坑中的淋溶过程。这三个峰值用分别用 P1、P2 和 P3 表示, 分别位于雪-粒雪坑 T1 (2003 年 10 月 4 日) 的顶部、中部和下部。起初, 峰值 P1、P2 和 P3 距雪-粒雪坑底部附加冰面的距离分别为 170 厘米、100 厘米和 50 厘米。

在秋初至夏初这段时期 (2003 年 10 月 4 日-2004 年 5 月 28 日), 也就是雪-粒雪坑 T1-T9, 峰值 P1、P2 和 P3 在雪-粒雪坑中较为明显且呈现出稳定的波动趋势。其中在 2003 年 10 月 4 日至 2004 年 1 月 25 日这段时期 (W1), EC 的大多数峰值都低于 $10\mu\text{s/cm}$ (峰值 P1, P2 和 P3 例外)。这是由于在 W1 这段时期, 大气

温度完全在 0°C 以下, 平均温度达到 -11.9°C , 而且几乎没有降水事件发生 (图 22)。这说明在 W1 这段时期几乎没有融水产生, 雪-粒雪坑中 EC 的浓度在一定程度上可以代表它在大气中的初始浓度水平。在 2004 年 3 月 20 日至 5 月 28 日这段时期 (W2), 在雪坑 T5-T8 顶部, 位于 P1、P2 和 P3 之上突然出现大于 $20\ \mu\text{s}/\text{cm}$ 的峰值, 如图 21 中的粗箭头所示。这是由于大气温度升高, 平均温度达到 -4.1°C , 在个别天数温度已上升到 0°C 以上。也就是说在 W2 这段时期, 有少量的融水产生而且导致了部分可溶性离子的迁移, 尽管在这段时期降水也相应的有所增加。

在 2004 年 6 月 11 日至 2004 年 9 月 8 日这段时期 (W3), 大气温度几乎达到 0°C 以上, 且平均温度为 3.9°C (图 22)。在 2004 年 6 月 11 日至 6 月 30 日这段时期, 大量的融水产生而且这些融水对可溶性离子的影响作用加强。可溶性离子在融水的作用下向下移动并在某一层位聚集, 所以在雪坑顶部和中部出现大量的 EC 的峰值, 在雪-粒雪坑 T9 中尤为突出。这时, 峰值 P1、P2 和 P3 在雪-粒雪坑中仍较为明显, 而且它们距雪-粒雪坑 T11 底部附加冰面的距离分别为 125 厘米、75 厘米和 40 厘米。在 2004 年 7 月 7 日至 9 月 8 日这段时期, 追踪的峰值 P1、P2 和 P3 在雪-粒雪坑中不明显且不易识别, 它们距雪-粒雪坑 T12 底部附加冰面的距离明显减小, 分别为 111 厘米、71 厘米和 35 厘米。此外, 尽管有大于 $20\ \mu\text{s}/\text{cm}$ 的两个峰值在雪坑 T15 (2004 年 8 月 5 日) 和 T20 (2004 年 9 月 8 日) 的顶部产生, 如粗箭头所示, 但是总体来说峰值呈现稳定的波动趋势。这时我们追踪的三个峰值 P1、P2 和 P3 也不显著。EC 的其它的峰值在 $10\text{--}20\ \mu\text{s}/\text{cm}$ 这个区间内波动 (图 21)。这说明融水对可溶性的离子的影响较小, 这是由于在这段时期大气温度达到一年中的最大值而且完全保持在 0°C 以上, 可溶性离子随着融水的径流而流失, 尽管在这段时期降水也达到了一年中的最大值 (图 22)。这说明降水相对于温度对雪-粒雪坑中可溶性离子的淋溶作用影响较小。

另外, EC 的峰值 P1、P2 和 P3 分别在 7 月末 (T13)、8 月初 (T15) 和 9 月初 (T20) 进入附加冰中, 如斜箭头所示 (图 21)。峰值 P1 进入附加冰的时间比与 P1 相对应的最靠近附加冰面的大粒径浓度的峰值提前大约 40 天。这是因为大粒径浓度峰值的变化与污化层有较好的一致性, 而且在一定程度上它反映了不溶性离子的淋溶。而雪-粒雪坑中 EC 的变化反映了总的可溶性离子的淋溶, 且可溶性离子的淋溶速度比不可溶性离子的淋溶速度快。此外, EC 的峰值通常出现在

污化层附近，并且在某些雪坑中与污化层具有较好的对应关系，如图 21 中的矩形方框所示。这意味着雪-粒雪坑中的污化层对可溶性离子的淋溶可能有一定的影响，关于其细节和解释将在以后的研究中予以阐述。pH 的淋溶过程与 EC 十分相似，它们在表层雪中的相关系数($r=0.752$)可以说明这一点，所以关于 pH 值的演变过程不再作详细的论述。

5.3 影响 pH 值和 EC 的因素

5.3.1 风速风向

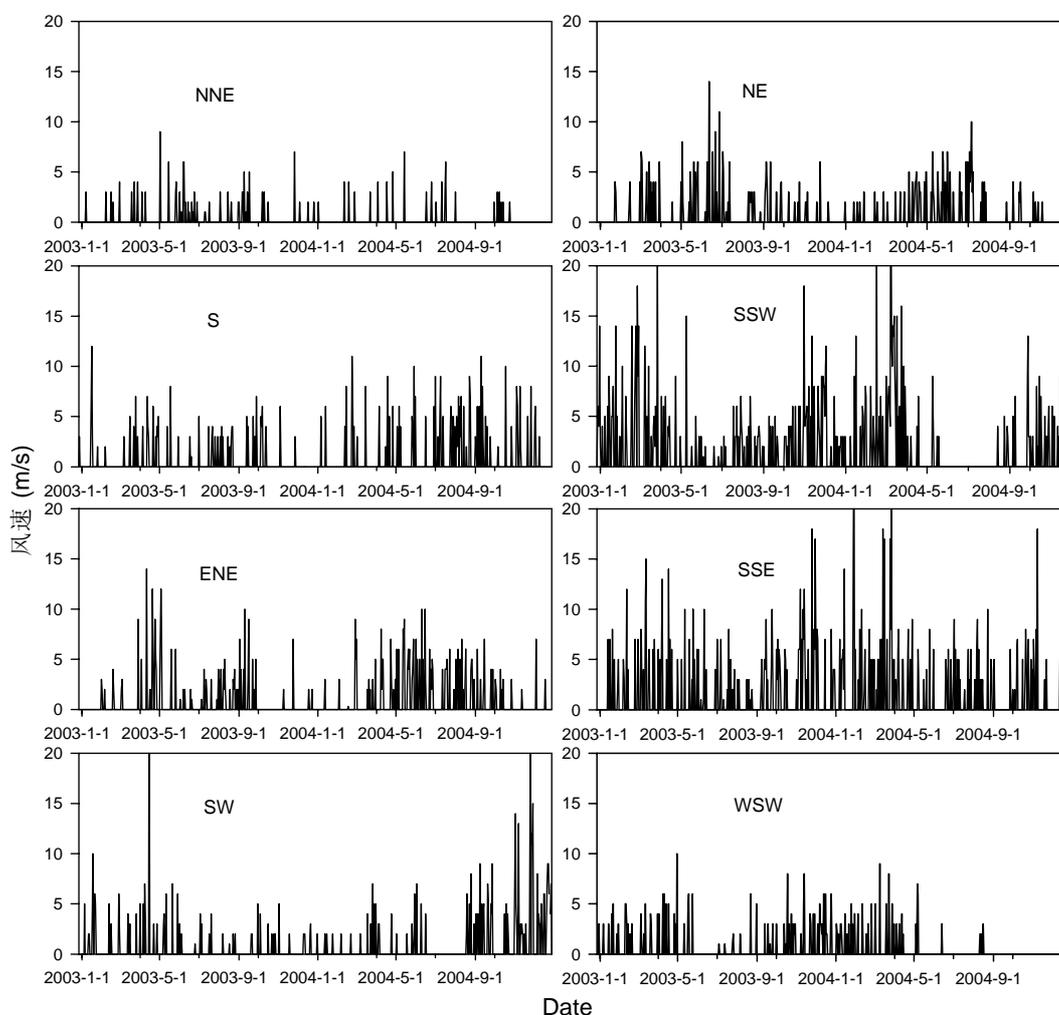


图 23 1 号冰川所在区域的主导风向 (NNE、NE、S、SSW、ENE、SSE、SW、WSW) (大西沟气象站)

图 23 为 1 号冰川所在区域山谷风的主导风向 NNE、NE、S、SSW、ENE、SSE、SW 和 WSW。如图 21 所示，NNE、SW、S 和 WSW 的季节变化趋势很不明显，NE、SSW、ENE 和 SSE 的季节变化趋势非常明显。具体表现在：NNE 在春季（4—5 月）和夏初（6 月）发生的频率较大，风速较高；在秋季和冬季发生的频率较小，风速较低。SW 在春季发生的频率较大、风速较大；特别的是在 2004 年夏末（9 月）和秋季（10—11 月）风速有较高的峰值。S 在春季、夏季（6—9 月）和冬末（3 月）发生的频率较大，风速较高；在冬季 12 月和 1 月发生的频率较低，风速较低。WSW 在 2003 年的冬、春季和 2004 年的秋、冬季发生的频率大，风速高。ENE 在春季和夏季发生的频率大，风速有较高的峰值；在秋季和冬季发生的频率小，风速有较低的值。NE 在春季和夏初发生的频率大，风速较高；在秋、冬季发生的频率小，风速较低。SSW 和 SSE 在秋、冬季发生的频率大，风速有高的峰值发生；在春、夏季发生的频率小，风速有较低的谷值。

气溶胶和表层雪中的 pH 值和电导率主要受冰川所在区域大气中的可溶性离子控制。可溶性离子通常在粉尘的吸附作用下，尤其是风成粉尘，在尘扬作用下被大气气流携带、输送至冰川上空的大气中，后通过干、湿沉降方式降落至冰川表面。因此，气溶胶和表层雪中的可溶性离子在一定程度上与大气气流的季节性特征密切相关，对气溶胶和表层雪中 pH 值和电导率大小起着重要作用。乌鲁木齐河源 1 号冰川所在的东天山地区主要受西风带控制，由于地形的影响，西风带在海拔 4000m 以上处于气旋与反气旋的循环之中，西风带对远距离及较远距离的大气粉尘输送起着重要作用。但是，由于 1 号冰川区近地表局地的山谷风在每年的 3—9 月盛行(张寅生等, 1994; Williams, 1992)，远距离及较远距离的大气粉尘在西风带的作用下到达冰川上方，在山谷风盛行季节，沉降过程必然受到山谷风季节性特征的影响。先前的研究(骆鸿珍, 1983; Williams, 1992; 李忠勤, 2006)表明，1 号冰川上方大气粉尘中总的离子载量主要受局地和局域性来源的粉尘影响，而且局地裸露的岩石和冰川沉积物是这些粉尘的主要源地。这些局地来源的粉尘在向大气输送的过程中，局地山谷风起着至关重要的作用。因此，局地山谷风的季节特征必然与 1 号冰川区大气中可溶性离子载量有着密切联系。因此，气溶胶和表层雪中 pH 值和 EC 的季节变化直接或间接的与本区域山谷风风速风向的季节波动密切相关，而且气溶胶中的 pH 值和 EC 与表层雪中的 pH 值和 EC 又密切关联。

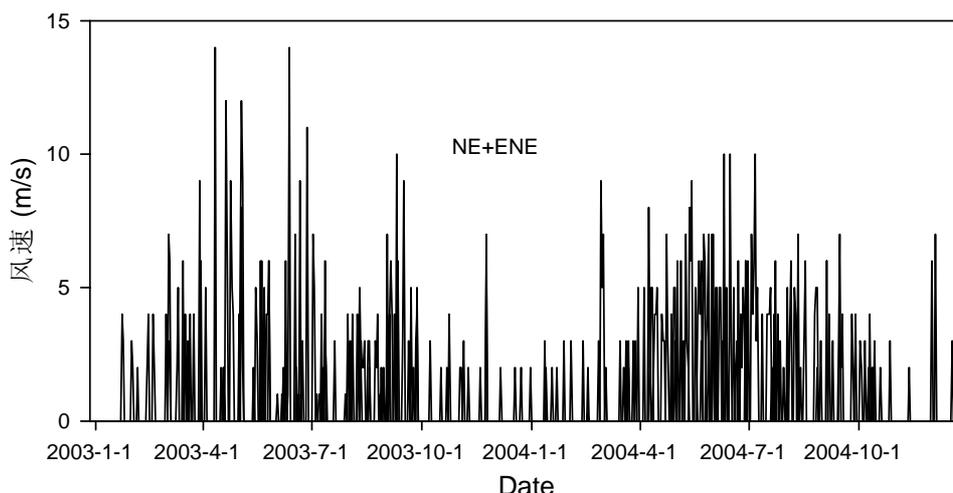


图 24 风速风向 (NE 和 ENE)

基于上述分析可知, 既然山谷风风速风向与气溶胶和表层雪中的 pH 值和 EC 的季节变化密切相关, 那么气溶胶和表层雪中的 pH 值和 EC 的季节变化特征应与大气中的粉尘载量的季节变化相一致, 最重要的是应与控制粉尘迁移和沉降的地表山谷风风速风向的季节变化趋势有较好的一致性。基于大西沟气象站的风速风向资料已知 NNE、NE、S、SSW、ENE、SSE、SW 和 WSW 是 1 号冰川所在区域的主要风向 (如图 23)。通过对图 17 和图 19 中气溶胶和表层雪的 pH 值和电导率的季节变化趋势与图 23 中大西沟气象站主要风向的季节性特征变化进行对比分析, 发现表层雪中 pH 值和电导率的季节变化特点与风向 NE 和 ENE 的季节变化特征具有很好的季节一致性 (图 24)。山谷风 NE 和 ENE 在春季 (4 月和 5 月) 和夏初 (6 月) 的高峰值与表层雪的 pH 值和电导率在同时期的峰值有较好的对应关系, 与秋、冬季节较低的值也保持较好的一致性 (图 19, 图 24)。这是由于尘暴发生的频率在春季和夏初增加, 增强了可溶性化学成分沉积通量增大的缘故。然而在冬季和秋季, 大气中的粉尘载量较为稳定且气溶胶由原生向次生逐渐发生转化。这说明, 山谷风风向 NE 和 ENE 与表层雪的 pH 值和电导率的确有着密切的联系, 关于其内部联系的机制将在以后的研究中予以讨论。同时从另外一方面也说明, 表层雪中的 pH 值和电导率主要受局地 and 局域源的粉尘控制。此外, 气溶胶中 pH 值和 EC 的季节变化趋势与山谷风风速风向的季节变化趋势不相一致, 差别很大。关于气溶胶和表层雪中 pH 值和电导率的差异在以后的研究中将予以详细的讨

论。

5.3.2 主要离子

冰川融水的电导率为估算总的可溶性离子浓度提供了一个简单方便、有用的方法，尤其在以碳酸盐为主的地区 (Smart et al., 1992)。pH 值是水溶液酸碱程度的一个指标，可表示为： $pH = -\log a$ (a -活度)。

表 7 气溶胶中 pH 值和 EC 与主要化学离子的相关系数

	NH_4^+	NO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Na^+	K^+	pH
EC	-0.037	0.349	0.386	0.212	0.271	0.247	-0.006	-0.026	-0.258
NH_4^+		0.060	0.096	0.387	0.268	0.248	0.111	0.171	0.126
NO_3^-			0.265	0.448	0.378	0.447	0.260	0.067	0.092
Cl^-				0.562	0.801	0.849	0.600	0.201	0.337
SO_4^{2-}					0.674	0.688	0.387	0.295	0.243
Mg^{2+}						0.961	0.580	0.315	0.478
Ca^{2+}							0.629	0.287	0.517
Na^+								0.531	0.648
K^+									0.125

表 7 给出气溶胶中各种化学成分之间的相关系数。总的来说，pH 值和 EC 与其它离子的相关性较差，而且 pH 值和 EC 成反相关关系 ($r = -0.258$)，这与在 5.2.1 中讨论的结果一致。与 pH 值的相关系数大于 0.500 的离子有 Na^+ ($r = 0.648$) 和 Ca^{2+} ($r = 0.517$)；但是 EC 与各种离子的相关系数都保持在 0.400 以下，其中与 NH_4^+ ($r = -0.037$)， Na^+ ($r = -0.006$)， K^+ ($r = -0.026$) 三种离子保持负相关关系。以上现象表明，控制气溶胶中 pH 值和 EC 的可溶性离子序列可能已被打乱，这主要与局地山谷风的影响有关。

表 8 表层雪中 pH 值和 EC 与主要化学离子的相关系数

	NH ₄ ⁺	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	pH
EC	0.537	0.432	0.852	0.742	0.659	0.962	0.851	0.743	0.768
NH ₄ ⁺		0.577	0.607	0.664	0.282	0.408	0.601	0.429	0.313
NO ₃ ⁻			0.496	0.656	0.288	0.286	0.395	0.329	0.245
Cl ⁻				0.738	0.548	0.745	0.961	0.696	0.475
SO ₄ ²⁻					0.411	0.628	0.719	0.507	0.497
Mg ²⁺						0.618	0.561	0.541	0.632
Ca ²⁺							0.772	0.678	0.811
Na ⁺								0.723	0.486
K ⁺									0.577

表 8 给出表层雪中各种化学成分之间的相关系数。整体来说, 表层雪中各种成分之间的相关性较好, 且具有一定的规律性。与 pH 值的相关系数大于 0.600 的离子有 Mg²⁺ (r=0.632) 和 Ca²⁺ (r=0.811), 与 EC 的相关系数大于 0.700 的有 Cl⁻ (r=0.852)、SO₄²⁻ (r=0.742)、Ca²⁺ (r=0.962)、Na⁺ (r=0.851) 和 K⁺ (r=0.743), 这说明 Mg²⁺、Ca²⁺ 和 Cl⁻、SO₄²⁻、Ca²⁺、Na⁺、K⁺、尤其 Ca²⁺, 分别是控制表层雪中 pH 和 EC 的主要离子。Ca²⁺ 是粉尘的一个很好的替代指标, 也是表层雪中最主要的离子, 占了离子总载量 ($\sum an(114.2 \mu eq/l) + \sum cat(434.7 \mu eq/l) = 548.9 \mu eq/l$) 的 56%, 其它离子为: SO₄²⁻ (10%)、NH₄⁺ (9%)、Mg²⁺ (8%)、Cl⁻ (6%)、Na⁺ (5%) 和 NO₃⁻ (5%); 表层雪中的 pH 值和电导率在不同季节的变化趋势可以证明这一点。总的离子载量在春季是冬季的三倍, 所有离子在冬季达到它们的背景值, 因此在春季 Ca²⁺ 的浓度达到最大值, 并且大约是在秋季或冬季的 3 倍, 随后迅速的减小至秋季和冬季达到背景值。

西风带气流对亚洲粉尘的到来提供了条件, 在春季 (3-5 月) 受亚洲粉尘支配, 春季的峰值很明显说明地壳中离子的重要性。在春季尘暴频率增加, 表层雪中沉积了大量的粉尘颗粒, 这样就增加了这些离子的浓度。此外, 来自干旱半干旱地区的碱性粉尘对表层雪中化学成分浓度的影响又是一个重要原因 (Williams et al., 1992; Wake et al., 1992; Zhang et al., 2002; Berner et al., 1987; Sequeiral et al., 1993)。来源于周围山体表层雪中 Ca²⁺ 的高浓度与风蚀粉尘有关, 石灰化过程是干旱半干旱地区土壤形成的主要过程, 产生大量的

CaCO_3 (Zhang et al., 2002; 贺涤新, 1980; Kailai et al., 1959) 可以证明这一点。另外, 早期在 1 号冰川上的气溶胶研究也表明由于局地亚洲粉尘的影响化学成分在晚春和早夏呈现出较高的浓度, 而且指出 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ 、 Cl^- 和 SO_4^{2-} 主要来源于中亚的沙漠和干涸的湖泊, 而 K^+ 来自于人为源 (Sun Junying et al., 1998)。

第六章 结论

研究发现,随着乌鲁木齐河源区气温升高,1号冰川的成冰带谱和雪层剖面特征具有由冷向暖的转化趋势。(1)雪层剖面厚度随海拔升高逐渐增大,靠近冰川顶部又明显减小;细粒和粗粒雪层厚度的变化规律同于雪层剖面,不同的是粗粒雪层厚度的增大趋势大于细粒雪层;雪层剖面中的污化层数目随海拔的升高增多,深度增大,但靠近高海拔区域污化层数目和深度明显减少和减弱。(2)在高海拔区域,雪层剖面主要由风板—新雪—细粒雪—中粒雪—粗粒雪组成;在低海拔区域和西支顶部,主要由新雪(风板)—细粒雪—粗粒雪组成;在冰舌末端和东支顶部区域,主要由风板—中粒雪—粗粒雪组成。雪层剖面组成以粒雪(细粒雪和粗粒雪)为主,粗粒雪在雪层中所占比例随着海拔升高而增大;深霜、冰片和冰透镜体较以前大为减少,只有在部分渗浸带区域的雪层中有发育;雪层中的渗浸冻结作用较以前增强,污化层数目减少,颜色变深,强度更高。(3)目前1号冰川的成冰带谱为:消融带(东支在海拔4066m以下和顶部的局部区域,西支在海拔4089m以下);渗浸—冻结带(东支在海拔4066m—4098m和渗浸带上限至顶部的局部消融区下限之间,西支在海拔4089m—4136m和顶部的局部区域);渗浸带(东支在海拔4098m至粒雪盆上部的渗浸—冻结带下限之间;西支在海拔4136m至顶部的局部渗浸—冻结区下限之间)。值得关注的是东支顶部的局部区域现已转化为具有强烈消融特征的局部消融区。

此外,气溶胶中pH值和EC的季节变化趋势很不明显,两者差异很大,呈反相关关系。气溶胶中的pH值在春季的波动范围最小,冬季次之,秋季最大;在不同季节的平均值冬季最小,春季次之,秋季最大;EC在春季的波动范围最小,秋季次之,冬季最大;在不同季节的平均值春季最小,冬季次之,秋季最大。另外,pH值和EC的年平均值分别为5.601和 $4.495\mu\text{s}/\text{cm}$ 。pH值分别在秋季和冬季呈现出较强和较弱的碱性,EC分别在秋季和春季达到最大值和最小值。另外,气溶胶中pH值的大小主要集中在5.0—6.0的区间范围内变化,EC主要集中在2—6的区间范围内变化。表层雪中pH值和EC具有非常明显的季节变化趋势,而且两者的变化趋势基本一致,呈正相关关系。pH值在秋季的波动范围最小,冬季次之,春季最大;pH值在不同季节的平均值冬季最小,夏季次之,春季最大;EC在秋季的波动范围最小,冬季次之,夏季最大;EC在不同季节的平均值冬季最

小, 秋季次之, 春季最大。另外, 表层雪中 pH 值和 EC 的年平均值分别为 6.634 和 $12.706 \mu\text{S}/\text{cm}$ 。pH 值分别在春季和冬季呈现出较强和较弱的碱性, EC 分别在春季和冬季达到最大值和最小值。EC 主要集中在 $0-24 \mu\text{S}/\text{cm}$ 的区间范围内变化, pH 值主要集中在 5.75-7.0 的区间范围内变化。NE 和 ENE 是控制表层雪中 pH 值和 EC 季节变化的主导风向, 但是气溶胶中 pH 值和 EC 的季节变化趋势与风速风向的季节变化趋势差别很大。表层雪的 pH 值和 EC 均呈现明显的季节变化趋势, 且与本区域的主导风向 NE 和 ENE 密切相关。pH 值在春季表现出强碱性, 冬季表现出弱碱性。在亚洲尘暴的影响下, 电导率在春季和夏季达到最大值, 在冬季由于原生气溶胶向次生气溶胶的转化达到最小值。

另外, pH 值和 EC 在粒雪化过程中表现出不同的季节变化特点和趋势, 且它们的淋溶过程受温度的影响较大, 受降水的影响较小。有的雪-粒雪坑中, pH 值和 EC 的峰值出现在污化层附近, 与污化层位有较好的一致性, 说明污化层对可溶性离子的淋溶有一定的影响。通过追踪电导率的峰值在雪-粒雪坑中的演变发现, 可溶性离子相对不溶性离子更易于发生淋溶现象。此外, Ca^{2+} 是影响表层雪中 pH 值和 EC 的最主要离子。在后沉积过程中, pH 值和 EC 的峰值通常出现在雪坑顶部, 然后向下逐渐移动, 最终进入粒雪冰内。EC 的峰值 P1, P2 和 P3 分别在 2004 年 7 月末, 8 月初和 9 月初进入粒雪冰内, 峰值 P1 进入粒雪冰的时间比距粒雪冰面最近的大颗粒浓度的峰值进入粒雪冰提前大约 40 天。pH 值和 EC 的峰值一般出现在污化层附近, 而且在有的雪坑中它们的峰值与污化层的位置有很好的一致性, 说明污化层对可溶性离子的淋溶速度有一定的影响。pH 值的演变过程与 EC 十分相似, 它们在表层雪中的相关系数可以证明这一点 ($r=0.752$, $n=107$)。

参考文献

- [1] Alley R B, Anandakrishnan S. Variations in melt-layer frequency in the GISP2 ice core: Implications for Holocene summer temperatures in central Greenland[J]. *Annals of Glaciology*, 1995, 21: 64-70.
- [2] Alley R B, et al. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 1993, 362: 527-529.
- [3] Barrie, L. A., Fisher, D., Koerner, R. M. Twentieth century trends in Arctic air pollution revealed by conductivity and acidity observations in snow and ice in the Canadian high Arctic. *Atmospheric Environment*, 1985, 19 (12): 2055-2063.
- [4] Benson, C. S. Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet, *Folia Geographica Donica*, 1961, 9: 13-37.
- [5] Benson, C. S. 1962. Stratigraphic studies in the snow and firn of Greenland Ice Sheet. SIPPE Research Report 70.
- [6] Berner, E. K., Berner, R. A. 1987. *The Global Water Cycle, Chemistry and Environment*. Prentice-Hall, Old Tappan, New Jersey.
- [7] Clausen H B, Langway C C Jr. The ionic deposits in polar ice cores[A]. Oeschger H, Langway C C Jr. *The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets*[C]. New York: John Wiley and Sons, 1989. 225-248.
- [8] Collins D N. Seasonal variation of solute concentration in meltwaters draining from an alpine glacier. *Ann Glaciol*, 1981, (1): 11-16.
- [9] De Angelis, M., Barkov, N. I., Petrov, V. N. Aerosol concentrations over the last Climate Cycle (160kyr) from an Antarctic Ice Core. *Nature*, 1987, 325: 318-321.
- [10] Delmas R., Briat M, Legrand M. Chemistry of south polar snow, *Journal of Geophysical Research*, 1982, 87(C6): 4314-4318.
- [11] Diedrich Fritzsche, Frank, Lev M. Savatyugin et al, 2001. A new deep ice core from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemly, Eurasian Arctic: first results.
- [12] Fenn C R., 1987. Electrical conductivity. In: Gurnell A M, Clark M J, eds, *Glaciofluvial Sediment Transfer: An Alpine Perspective*. Chichester: John Wiley and Sons, 377-414.
- [13] Goto-Azuma Kumiko, Koerner, Roy. M. Fisher, David. A. An ice-core record over the last two centuries from Penny Ice Cap, Baffin Island, Canada. *Annals of*

- Glaciology, 2002, 35: 29-35.
- [14] Goto-Azuma Kumiko, Masayoshi Nakawo, Masujiro Shimizu, et al. Temporal changes in chemical stratigraphy of snow cover. *Annals of Glaciology*, 1993, 18, 85-91.
- [15] Goto-Azuma Kumiko, Shiro Kohshima, Takao Kameda, et al. An ice-core chemistry record from Snofjellaafonna, northwestern Spitsbergen. *Annals of Glaciology*, 1995, 21: 213-218.
- [16] Grip member. Climate instability during the past interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 1993, 364: 203-207.
- [17] Hammer C U. Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radioechoes. *Journal of Glaciology*, 1980, 25 (93): 359-371.
- [18] Hammer C U, Clausen H B and Langway C C Jr. The Byrd ice core: continuous acidity measurements and solid electrical conductivity measurements, *Annals of Glaciology*, 1985, 7: 214.
- [19] Hammer, C.U. Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism and radio-echoes. *Journal of Glaciology*, 1980, 25 (93): 359-372.
- [20] Herron M.M. Impurity sources of F⁻, Cl⁻, NO₃⁻ and SO₄²⁻ in Greenland and Antarctic precipitation. *Journal of Geophysical Research*. 1982, 87: 3052-3060.
- [21] Hou Shugui, Qin Dahe, Mayewski. P A, et al. Climatological significance of $\delta^{18}O$ from precipitation to ice cores-A case study at the head of Urumqi River, Tianshan, China[J]. *Journal of Glaciology*, 1999, 45(151): 517-523.
- [22] Hou Shugui, Qin Dahe, Ren Jiawen. Different post-depositional processes of NO₃⁻ in snow layers in East Antarctica and on the northern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Annals of Glaciology*, 1999, 29: 73-76.
- [23] Hou Shugui, Qin Dahe, Ren Jiawen, et al. The present environmental processes of ice core pH and conductivity records: A case study at the headwaters of the Urumqi River[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, 21(4): 371-379.
- [24] Jouzel, J., Petit, J. R., Raynaud, D. Palaeoclimatic information from Ice Cores: the Vostok records. *Earth Sciences*, 1990, 81: 349-355.
- [25] Kailai W. P., 1951. Pickled Soil. Science press, Beijing.
- [26] Kimitaka Kawamura, Ikuko Suzuki, Yoshiyuki Fujii, et al. Ice core record of fatty acids over the past 450 years in Greenland. *Geophysical Research Letters*,

- 1996, 23(19).
- [27] Langway, C. C., 1967. Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. CRREL Research Report 77.
- [28] Li Xiangying, Li Zhongqin, Chen Zhenghua, et al. Seasonal Variations of pH and Electrical Conductivity of a Snow-firn pack on Glacier No.1 at Urumqi River, Tianshan, China. Cold Regions Science and Technology, 2006 (in review) .
- [29] Li Xinqing, Qin Dahe, Jiang Guibin, et al. Atmospheric pollution of a remote area of Tianshan Mountain: ice core record. Journal of Geophysical Research, 2003, 108 (D14): 4406-4416.
- [30] Li Zhongqin, Ross Edwards, Mosley-Thompson E, et al. Seasonal Variabilities of Ionic Concentration in Surface Snow and Elution Process in Snow-firn Packs at PGPI Site on Glacier No.1 in Eastern Tianshan, China. Annals of Glaciology, 2006. [In press]
- [31] Loyns W. B. and P. A. Mayewski. Nitrate plus nitrite concentrations in a Himalaya ice core. Geophysical Research Letters, 1983, 10 (12): 1160-1163.
- [32] Ludwig Hempel, Franz Thyssen, Niels Gundestrup, et al. A comparison of radio-echo sounding data and electrical conductivity of the GRIP ice core. Journal of Glaciology, 2000, 46 (154): 369-374.
- [33] Mayewski P. A., 1981. Reconnaissance glaciochemistry studies in the India Himalaya. The Proceedings of the Eastern Snow Conference, 38 annual meeting, 45-48.
- [34] Mayewski, P. A. Snow chemistry from Xixabangma Peak, Tibet. Journal of Glaciology, 1986, 33: 542-543.
- [35] Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Morrison, M. C., et al. Greenland Ice Core "Signal" Characteristics: An Expand View of Climate Change. Journal of Geophysical Research, 1993, 98(12): 839-847.
- [36] Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Whitlow, S., et al. Changes in Atmospheric Circulation and Ocean Ice Cover over the North Atlantic during the last 41000 Years. Science, 1994, 263 (17): 47-51.
- [37] Mayewski, P. A., W. B. Lyons, N. Ahmad, et al., 1984. Interpretation of the chemical and physical time-series retrieved from Sentik Glacier, Ladakh Himalaya, India. Journal of Glaciology, (30): 66-76.
- [38] Mayewski, P. A., Twiker, M. S., Whitlow, S. L. Climate Change during the Last Deglaciation in Antarctica. Science, 1996, 272 (16), 36-38.

- [39] Meese D A et al., 1994. Preliminary depth-age scale of the GISP 2 ice core, CRREL Rep., 94.
- [40] Millar, D.H.M. Acidity levels in ice sheets from radio echo-sounding. *Annals of Glaciology*, 1982, 3: 199-203.
- [41] Moore J C and Paren J G. A new technique for dielectric logging of Antarctic ice cores. *Journal of Physics*, 1987, (3): 155-160.
- [42] Moore J C, Wolff E W. Electrical response of the summit-Greenland ice core to ammonium, sulfuric acid, and hydrochloric acid. *Geophy Res Lett*, 1994, 21(7): 565-568.
- [43] Moore J C. High-resolution dielectric profiling of ice cores, *Journal of Glaciology*, 1993, 39 (132): 245-248.
- [44] Moore J C, Wolff EW, Hammer C U., et al. The chemical basis for the electrical stratigraphy of ice. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97: 1887-1896.
- [45] Muller, F. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada. *Journal of Glaciology*, 1962, 4: 302-313.
- [46] Niewodniczanski, J. et al. The altitude effect on the isotopic composition of snow in high mountains. *Journal of Glaciology*, 1981, 27(95): 99-111.
- [47] Paterson W. S. B, 1994. *The physics of glaciers*. Third Edition. Pergamon, Oxford, 480pp.
- [48] Peel D A. Trace metals and organic compounds in ice cores[A]. Oeschger H, Langway C C Jr. *The Environmental Record in Glacier and Ice Sheets*[C]. New York: John Wiley and Sons, 1989. 207-223.
- [49] Sequeira, R. On the large-scale impact of arid dust on precipitation chemistry of the continental Northern Hemisphere. *Atmos. Environ.*, 1993, 27 (15): 53-65.
- [50] Shumskiy P.A, 1964. *Principles of structural glaciology*. Dover, New York.
- [51] Smart, C.C. Temperature compensation of electrical conductivity in glacial meltwaters. *Journal of Glaciology*, 1992, 38 (128): 9-12.
- [52] Sun Junying, Qin Dahe, Mayewski, Paul.A., et al. Soluble species in aerosol and snow and their relationship at Glacier 1, Tien Shan, China. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103 (D21): 28022-28027.
- [53] Taylor, K.C., Hammer, C.U., Alley, R.B., et al. Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores [J]. *Nature*, 1993 b, 366: 549-552.

- [54] Wake C.P., 1987. Snow accumulation studies in the central Karakoram. Proceedings of the Eastern Snow Conference, 44 annual meeting, 19-33.
- [55] Wake C.P. Glaciochemistry as a tool to determine the spatial variation of snow accumulation in the Karakom Himalaya, North Pakistan. *Annals of Glaciology*, 1989, 13: 279-284.
- [56] Wake C.P., et al. Anthropogenic sulfate and Asian dust signals in the snow from Tien Shan, Northwest China. *Annals of Glaciology*, 1992, 16: 45-52.
- [57] Wake C.P., Mayewski P.A., Xie Z, et al. Regional distribution of monsoon and desert dust signals recorded in Asian glaciers. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20(14): 1411-1414.
- [58] Wake C.P., P.A. Mayewski and M.J. Spencer. A review of central Asia glaciochemical data. *Annals of Glaciology*, 1990, 14: 301-306.
- [59] Wake, C.P., Mayewski, P.A., Wang P., et al. Anthropogenic Sulfate and Asia dust signals in snow from Tien Shan, northwest China. *Annals of Glaciology*, 1992, 14, 301-14, 306.
- [60] Wang Feiteng, Li Zhongqin, You Xiaoni, et al. Seasonal evolution of aerosol stratigraphy in Glacier No. 1 percolation zone, eastern Tianshan, China. *Annals of Glaciology*, 2006. [In press]
- [61] Watanabe, et al. First results from Himalaya Glacier Coring Project in 1981-1982. *Bull. Glacier Research*, 1984, (2): 7-13.
- [62] Wilhelms F, Kipfthuhl J, Miller H, et al. Precise dielectric profiling of ice cores: A new device with improved guarding and its theory. *Journal of Glaciology*, 1998, 44(146): 171-175.
- [63] Williams, M.W., Tonnessen, K.A., Melack, J.M., et al. Sources and spatial variation of the chemical composition of snow in the Tien Shan, China. *Annals of Glaciology*, 1992, 16: 25-32.
- [64] Williams, R. S. Jr., Hall D.K., Benson C.S. Analysis of glacier facies using satellite techniques, *Journal of Glaciology*, 1991, 37 (125): 120-128.
- [65] Wolff E W, Moore J C, Clausen H B, et al. Long-term changes in the acid and salt concentrations of the GRIP Greenland ice core from electrical stratigraphy. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 16249-16264.
- [66] Wolff, E.W., Moore, J.C., Clausen, H.B. Long-term changes in the acid and salt concentrations of the GRIP Greenland ice core from electrical stratigraphy [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(16): 249-264.

- [67] Wolff, E.W., Peel, D.A. The record of global pollution in polar snow and ice. *Nature*, 1985, 313: 535-540.
- [68] Yuan Fangce, Mao Dehua, 1994. The geomorphology of Xinjiang. Meteorological Press, Beijing. (In Chinese with English Abstract)
- [69] Zhang Y., Kang E., Liu C. Mountain climate analysis in Urumqi River valley, Tianshan. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1994, 16: 333-341. (In Chinese with English Abstract)
- [70] Zhang, D.D., Peart, M.R., Jim, C.Y., et al. Alkaline rains on the Tibetan Plateau and their implication for the original pH of natural rainfall [D]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107 (D14): 9, 1-9, 6.
- [71] Шумский, П. А., Цыкин, Е. П., 1962, К вопрсу гляциологии и часской эонольности, материалы гляциологических исследований, хроника, обсуждения, вын.
- [72] Цыкин, Е. П., 1962, приход вещества в фирновых ледниках, NO, 8, пзд, АН СССР, Москва.
- [73] ПОДРСД. КОТЛЯКОВ, В. М., 1984, ГЛЯ-ДИОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВЬРЬ, ленинградские раме те ои з д в т, с. 144-147.
- [74] С•В•卡列斯尼克, 1982. 冰川学概论. 中国科学院冰川冻土研究所. 13-17, 28-40.
- [75] W. S. B. 佩特森, 1987. 冰川物理学. 北京: 科学出版社.
- [76] 柏美祥, 等. 天山新构造. 见: 新疆第三届天山地质矿产学术讨论会论文选辑. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1995: 35-42.
- [77] 顾娟, 何元庆, 张忠林, 等. 玉龙雪山浅冰芯 pH 值对冰川作用区降水量变化的响应. *冰川冻土*, 2005, 4(27): 509-514.
- [78] 贺涤新. 1980. 盐碱土的形成和改良. 兰州: 甘肃人民出版社, 8-16, 19-23.
- [79] 何元庆, 姚檀栋, 杨梅学, 等. 玉龙雪山温冰川浅冰芯记录现代指示意义[J]. *冰川冻土*, 2000, 22(3): 235-242.
- [80] 何元庆, 姚檀栋, Theakstone W H. 山地温冰川气候环境记录的研究[J]. *冰川冻土*, 1999, 21(3): 257-263.
- [81] 侯书贵, 秦大河, 任贾文, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 pH 和电导率记录的现代环境过程, *冰川冻土*. 1999, 21(4): 225-232.
- [82] 侯书贵. 沉积后过程对冰川浸渗带雪坑化学剖面的影响. *冰川冻土*, 2001, 23(2): 185-188.

- [83] 侯书贵. 乌鲁木齐河源区大气降水的化学特征. 冰川冻土, 2001, 23(1):80-84.
- [84] 侯书贵, 秦大河. 积雪淋融作用对冰川雪层内主要阴、阳离子记录的影响. 地理科学, 1999, 19(6):536-542.
- [85] 侯书贵. 沉积后过程对冰川渗浸带雪坑化学剖面的影响. 冰川冻土, 2001, 23(2):185-188.
- [86] 侯书贵, 秦大河, 皇翠兰. 唐古拉山冬克玛底冰川雪层中淋融作用的初步研究. 冰川冻土, 1996, 18(3):227-234.
- [87] 侯书贵, 秦大河. 青藏高原冰川雪层中淋融作用的初步研究. 冰川冻土, 1996, 18(special issue):75-82.
- [88] 侯书贵. 乌鲁木齐河源冬季积雪淋融作用的实验结果. 冰川冻土, 2000, 22(4):362-365.
- [89] 侯书贵, 秦大河, 任贾文, 等. 东南极内陆地区和乌鲁木齐河源1号冰川表层雪内 NO_3^- 沉积后过程差异. 极地研究, 1999, 11(2):81-87.
- [90] 侯书贵, 秦大河, 任贾文, 等. 天山乌鲁木齐河源1号冰川pH和电导率记录的现代环境过程. 冰川冻土, 1999, 21(3):225-232.
- [91] 胡冰, 等. 新疆大地构造的几个问题. 地质学报, 1964, 44(2):156-170.
- [92] 胡汝骥, 等. 2004. 中国天山自然地理. 北京:中国环境科学出版社.
- [93] 皇翠兰, 李忠勤, 侯书贵, 等. 离子淋融作用对冰川化学记录形成的影响. 科学通报, 1996, 41(23):2171-2173.
- [94] 康世昌, 秦大河, 姚檀栋, 等. 希夏邦马峰冰川粒雪中环境季节变化记录研究. 地理学报, 2000, 55(1):55-65.
- [95] 康世昌, 秦大河, 任贾文, 等. 北极 Svalbard 群岛 Longyearbyen 地区雪坑主要阴、阳离子特征研究. 极地研究, 1998, 10(3):172-180.
- [96] 康世昌, 秦大河, 任贾文, 等. 珠穆朗玛峰北坡东绒布冰川成冰作用的新认识. 地理科学, 2005, 25(4):415-419.
- [97] 李传金, 李忠勤, 王飞腾, 等. 乌鲁木齐河源1号冰川不同时期雪层剖面及成冰带对比研究[J]. 冰川冻土, 2006, 28:待刊.
- [98] 李吉均, 1986. 现代冰川的分布与性质. 见:中国科学院青藏高原综合科学考察队, 西藏冰川, 科学出版社, P. 6-36.
- [99] 李江风. 1991. 新疆气候. 北京:气象出版社, P. 50-60, 97-98, 180-189.
- [100] 李天杰, 曹俊忠, 李金香. 南极大气气溶胶的物理化学特征与环境变化. 极地研究, 1999, 11(3):179-191.
- [101] 李天杰, 曹俊忠, 朱光华, 等. 太平洋西部, 南太平洋及东南极陆缘大气气溶胶来源及其物理化学特征. 极地研究, 1997, 9(4):203~2531.

- [102] 李向应, 李忠勤, 尤晓妮, 等. 近期乌鲁木齐河源 1 号冰川成冰带及雪层剖面特征研究. 冰川冻土, 2006, 27 (1): 37-44.
- [103] 李向应, 李忠勤, 陈正华, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪坑中 pH 值和电导率的季节变化和淋融过程. 地球科学进展, 2006, 21 (5): 58-66.
- [104] 李月芳, 姚檀栋, 盛文坤, 等. 古里雅冰帽 8m 深冰芯的地球化学特征. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所冰芯与寒区环境实验室年报. 1995, 1: 105-111.
- [105] 李月芳, 姚檀栋, 盛文坤, 等. 古里雅冰帽 8 米的化学成份组成特征及其来源. 冰川冻土, 1997, 19 (2): 173-179.
- [106] 李忠勤. 青藏高原冰川中的气溶胶记录研究(博士论文).
- [107] 李忠勤, 韩添丁, 井哲帆, 等. 乌鲁木齐河源区气候变化和 1 号冰川 40a 观测事实[J]. 冰川冻土, 2003, 25 (2): 117-123.
- [108] 李忠勤, 姚檀栋, 皇翠兰, 等. 1995. 古里雅冰帽中的化学物质沉积特征和现代大气环境记录. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁和生态系统研究—学术论文年刊(1994). 北京: 科学出版社, P. 11-20.
- [109] 李忠勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川东支顶部出现冰面湖[J]. 冰川冻土, 2005, 27 (1): 150-152.
- [110] 刘潮海, 久尔盖洛夫. 乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡过程研究[J]. 天山冰川站年报 [M], 1989 (8): 1-23.
- [111] 刘潮海, 谢自楚, M. B. 久尔盖诺夫, 等. 《天山冰川作用》. 北京: 科学出版社, 1996, P. 96-115.
- [112] 陆宗鹏, 刘玉兰. 1980. 用逆向伏安法测定珠穆朗玛峰样品中铜、铅、锌、镉. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1975), 气象与环境. 北京: 科学出版社, P. 222-232.
- [113] 骆鸿珍. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的水化学特征. 冰川冻土, 1983, 5 (2): 55-64.
- [114] 秦大河, 康世昌. 现代冰川过程与全球环境气候演变. 地学前缘(中国地质大学), 1997, 4 (1-2): 85-94.
- [115] 秦大河, 任贾文. 2001. 南极冰川学. 科学出版社, P. 65-69.
- [116] 秦大河. 南极洲纳尔逊冰帽雪层剖面和冰川化学特征. 南极研究, 1991, 3 (3): 1-6.
- [117] 任贾文, 孙俊英, 秦大河, 等. 东南极冰盖内陆深处几个雪坑离子浓度的初步研究. 冰川冻土, 2004, 26 (2): 135-141.
- [118] 盛文坤, 姚檀栋, 谢超, 等. 古里雅冰芯小冰期以来的 pH 值和电导率分析. 冰川冻土 [J], 1995, 17 (4): 360-365.
- [119] 盛文坤, 姚檀栋. 用冰芯的 pH 值及电导率探讨古里雅冰川作用区的干湿变化 [A]. 第五届全国冰川冻土学大会论文集(上) [C]. 兰州: 甘肃文化出版社, 1996. P. 219-226.
- [120] 师爱平. 1992. 希峰北坡那克多拉 7 号冰川及贡嘎山海螺沟冰川的基本特征(硕士毕业

- 论文), P. 42-45.
- [121] 施雅风, 黄茂桓, 任炳辉, 等. 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 1988, P. 55—65.
- [122] 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 220-226.
- [123] 施雅风, 谢自楚. 中国现代冰川的基本特征, 地理学报, 1964, 30(3), 83-208.
- [124] 施雅风, 等. 2000. 中国冰川与环境-现在、过去和未来. 北京: 科学出版社.
- [125] 孙波, 姚檀栋, 康建成, 等. 极地冰芯固体直流导电特性检测(ECM)及环境意义. 极地研究, 1998, 10(3): 235-240.
- [126] 田伟之, 李广生. 1980. 珠穆朗玛峰地区冰、雪、河水样品的反应堆中子活化分析. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1975), 气象与环境. 北京: 科学出版社, P. 198-215.
- [127] 王鼎新, 李洪珍, 丁国安, 等. 1980. 珠穆朗玛峰地区大气环境本底初步探讨. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1975), 气象与环境. 北京: 科学出版社, P. 171-188.
- [128] 王飞腾, 李忠勤, 尤晓妮, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区表面雪层演化成冰过程的观测研究[J]. 冰川冻土, 2006, 27(1): 45-53.
- [129] 王宁练, 姚檀栋. 20 世纪全球变暖的冰冻圈证据. 地球科学进展, 2001, 16(1): 98-105.
- [130] 王平, 骆鸿珍. 托木尔峰西琼台兰冰雪中痕量元素. 冰川冻土, 1980, 2(增刊): 77-79.
- [131] 王平, 王靖泰. 敦德平顶型高海拔冰川区冰雪化学中的化学元素特征. 环境科学, 1985, 6(3): 65-69.
- [132] 王平. 阿尔泰山友谊峰哈拉湖冰川冰雪痕量元素分析. 冰川冻土, 1983, 5(1): 63-69.
- [133] 王晓军, 王仲祥, 谢自楚. 从乌鲁木齐河源 1 号冰川二十八年来变化看天山地区近期气候变化趋势. 科学通报, 1988, 第 9 期, 693-696.
- [134] 温家洪, 康建成, 汪大立, 等. 东南极伊丽莎白公主地 LGB65 点的雪层密度与剖面特征. 冰川冻土, 2001, 23(2): 156-163.
- [135] 效存德, 秦大河, 任贾文, 等. 雪冰电导率反映的南、北极和青藏高原大气环境差异. 极地研究, 1999, 11(1): 1-7.
- [136] 效存德, 姚檀栋, 秦大河, 等. 青藏高原雪冰电导率与降水碱度以及大气粉尘载荷变化的关系, 中国科学(D 辑), 2001, 31(5): 362-371.
- [137] 谢自楚, 黄茂桓, 米艾里. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪-粒雪层的演变及成冰作用[A]. 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究[C]. 北京: 科学出版社, 1965, P. 1-14.
- [138] 谢自楚, 黄茂桓. 1988. 中国冰川的成冰作用. 见: 施雅风等著, 中国冰川概论, 科学出版社, P. 55-68.
- [139] 谢自楚, 王宗太. 珠穆朗玛峰地区北坡成冰作用. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告[C]
- [140] 谢自楚, 伍光和, 等. 祁连山冰川的成冰作用. 中国科学院兰州冰川冻土所集刊. 1984,

- P. 27—40.
- [141] 谢自楚. 南极洛多姆冰帽的成冰作用和冰结构研究. 冰川冻土, 1984, 6(1): 1-23.
- [142] 谢自楚. 希夏邦马峰北坡的积雪和成冰作用. 见: 希夏邦马峰地区科学考察报告[C]. 北京: 科学出版社, 1982, P. 45-59.
- [143] 新疆地质局编写组. 1978. 中国天山地质构造特征. 见: 国际交流地质学术论文集(区域地质力学). 北京: 地质出版社.
- [144] 杨大庆, 姜彤, 张寅生, 等. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其修正. 冰川冻土, 1988, 10(4): 384-399.
- [145] 杨惠安, 李忠勤, 焦克勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 2000—2002 年物质平衡[J], 天山冰川站年报, 1999-2002, 16: 93-103.
- [146] 杨惠安, 李忠勤, 叶柏生, 等. 过去 44 年乌鲁木齐河源一号冰川物质平衡结果及其过程研究[J]. 干旱区地理, 2005, 28(1): 76-80.
- [147] 姚檀栋, 王宁练. 冰芯研究的过去、现在和未来[J]. 科学通报, 1996, 41(21): 1-7.
- [148] 姚檀栋, 薄健辰, 王宁练, 等. 中国境内又一种新成冰作用的发现. 科学通报[J], 1998, 43(1): 94~97.
- [149] 姚檀栋, 韩建康, 等译校, (H. Oeschger, C. C. Langway. Jr. 主编). 1993. 冰川和冰盖中的环境记录, 兰州: 甘肃科学技术出版社.
- [150] 姚檀栋, 秦大河, 田立德, 等. 青藏高原 2ka 来温度与降水变化—古里雅冰芯记录. 中国科学(D), 1996, 26(4): 348-353.
- [151] 姚檀栋, 盛文坤, 蒲健辰. 1993. 青藏高原雪冰化学特征. 见: 青藏高原冰川气候与环境—1989 年中日青藏高原冰川考察研究, 姚檀栋, 上田丰等著. 北京: 科学出版社, P. 8-15.
- [152] 姚檀栋, 盛文坤, 杨志红. 1993. 青藏高原的冰雪化学研究. 见: 青藏高原冰川气候与环境. 北京: 科学出版社, 8-15.
- [153] 姚檀栋, 盛文坤, 杨志红. 青藏高原的冰雪化学研究[A]. 青藏高原冰川气候与环境[C]. 北京: 科学出版社, 1993, 8-15.
- [154] 姚檀栋. 1996. 冰芯研究与全球变化. 中国科学院院刊, (5): 368-371.
- [155] 姚檀栋, 等. 2002. 青藏高原中部冰冻圈动态特征. 北京: 地质出版社.
- [156] 尤晓妮, 李忠勤, 王飞腾, 等. 利用雪层层位跟踪法研究暖型成冰作用的年限问题—以乌鲁木齐河源 1 号冰川为例[J]. 冰川冻土, 2005, 27: 853-860.
- [157] 张东启, 秦大河, 侯书贵, 等. 珠穆朗玛峰地区的新降雪和雪坑样品的化学特征研究. 兰州大学学报(自然科学版), 2002, 38(4): 119-124.
- [158] 张明军. 2003. 南极伊丽莎白公主地浅冰芯气候环境记录研究, 中国科学院研究生院博士学位论文.

- [159] 张明军, 李忠勤, 秦大河, 等. 南极洲伊丽莎白公主地区两雪坑内环境气候时间序列记录初步研究. 极地研究, 1999, 1(1):
- [160] 张小曳, 沈志宝, 张光宇, 等. 青藏高原远源西风粉尘与黄土堆积. 中国科学(D辑), 1996, 26(2):148-153.
- [161] 章申. 珠穆朗玛峰高海拔地区雪冰中的微量元素. 地理学报, 1979, 94(1):13-17.
- [162] 赵中平, 李忠勤. 离子色谱法测定气溶胶中的可溶性离子. 现代科学仪器, 2004, 5:46-49.
- [163] 朱宇漫, 李忠勤, 尤晓妮. “AccuSizer 780A 光学粒径检测仪”在冰川微粒研究中的应用. 现代科学仪器, 2006. (待刊)

硕士学位期间发表的学术论文

- (1) **李向应**, 李忠勤, 等. 近期乌鲁木齐河源 1 号冰川成冰带及雪层剖面特征研究. 冰川冻土, 2006, 28(1):37-44.
- (2) **李向应**, 李忠勤, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪坑中 pH 值和电导率的季节变化和演变过程. 地球科学进展, 2006, 21(5):58-66.
- (3) **Li Xiangying**, Li Zhongqin, et al. Seasonal Variations of pH and Electrical Conductivity of a Snow-firn pack on Glacier No.1 at Urumqi River, Tianshan, China. Cold Regions Science and Technology, 2006. (in review)
- (4) **李向应**, 李忠勤, 等. 中国境内冰川成冰作用的研究进展. (初稿已完)
- (5) **李向应**, 李忠勤, 等. 天山哈密庙尔沟冰川和奎屯哈希勒根 51 号冰川雪层剖面及雪坑离子浓度的初步研究. (初稿已完)

致 谢

本文是在导师李忠勤研究员的精心指导下完成的。从论文最初的选题、野外工作的实施、实验样品的分析，直至论文的最后定稿，导师李忠勤研究员都倾注了大量的心血和劳动。导师要求学生不仅要有敏锐的科学洞察力，还要有脚踏实地、勤勤恳恳的科研精神，同时提倡野外工作中的吃苦耐劳精神；并启发学生在冰川学研究中既要注重拓宽知识面，又要瞄准前沿研究方向领域，力争达到国际先进水平。导师对科学不懈的追求精神，严谨求实的治学态度，平易近人的学者风范，以及对学生严要求、高标准的授学方式，将是我永远学习的榜样和楷模，将永远激励我在以后的人生旅程中不断进步，永攀高峰。在论文完稿之际，我要向在生活、学习和工作中给予我帮助的导师李忠勤研究员致以最衷心的感谢！

本项研究是天山冰川观测试验站开展的雪冰现代过程研究项目的一部分，是在全体观测人员和研究人员的集体努力下完成的。在此对参加本项研究的每一个观测人员以及项目组人员杨惠安，朱宇漫，赵中平，尤晓妮，王飞腾，李传金，张坤，李慧林，钱军，张明军等表示衷心感谢。

特别感谢叶佰生研究员，韩添丁副研究员，焦克勤副研究员，井哲帆副研究员等天山站全体同仁，以及任贾文研究员，王宁练研究员，刘时银研究员，赵林研究员，何元庆研究员，王建研究员，王根绪研究员，赵文智研究员，李芳副研究员，王正文老师等对我工作的支持和关心。在我硕士的学习和生活过程中，还得到了刘友存博士，庞洪喜博士，卢爱刚博士，赵华标博士，牛丽博士，李晶博士，尹常亮博士，张文刚博士以及兰州大学资源环境学院陈正华同志，美国 Temple 大学环境工程系罗亮同志，还有刘伟刚，赵拥华，施烨辉，李馨等同志的帮助，在此表示我衷心的感谢。

同时感谢研究生处段争虎老师，张明娟老师，程金山老师，陈辉老师以及人事处王向东老师，党政办公室岳晓老师等在工作中的帮助。

最后，感谢我的家人和朋友，是他们的关心、理解和支持给予了我学习上的动力和精神上的慰藉。

李向应

2006 年 5 月于兰州

个人简历

李向应，男，汉族，1978年7月生；籍贯：陕西蒲城

教育背景：

1999年9月-2003年7月 兰州大学资源环境学院环境科学系，环境科学专业，获理学学士学位；

2003年9月-2004年8月 中国科学院研究生院，硕士研究生英语和专业基础课程学习；

2004年8月-2006年5月 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室，攻读硕士学位，从事寒区水文化学与环境研究。

攻读硕士学位期间的工作实践经历：

2003年8月-2005年11月 曾先后6次赴新疆天山乌鲁木齐河源1号冰川进行科学考察研究；

2004年8月-2004年9月 赴天山哈密庙尔沟冰川进行科学考察；

2005年9月5日-9日 参加2005年“International Symposium on High-elevation Glaciers and Climate Records”，并作题为“Seasonal Variations of pH and Electrical Conductivity of a Snow-firn pack on Glacier No.1 at Urumqi River Head, Tianshan”的学术报告；

2005年2月-2006年5月 负责编辑出版天山冰川观测试验站2003—2004年年报。

主要参加课题：

1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所《引进国外杰出人才基金》项目“乌鲁木齐河源1号冰川雪-冰转化的物理化学观测”；
2. 国家自然科学基金项目“冰芯记录形成过程中的几个基本问题研究”；
3. 国家自然科学基金项目“天山乌鲁木齐河源1号冰川与奎屯河哈希勒根51号冰川冰雪过程观测与研究”；
4. 国家野外台站基金项目“乌鲁木齐河源1号冰川雪冰环境记录形成过程的观测与研究”；
5. 国家自然科学基金创新群体项目“冰芯与寒区环境”；
6. 中国科学院知识创新工程重要方向项目“西北干旱区沙尘释放与环境的关系研究”。